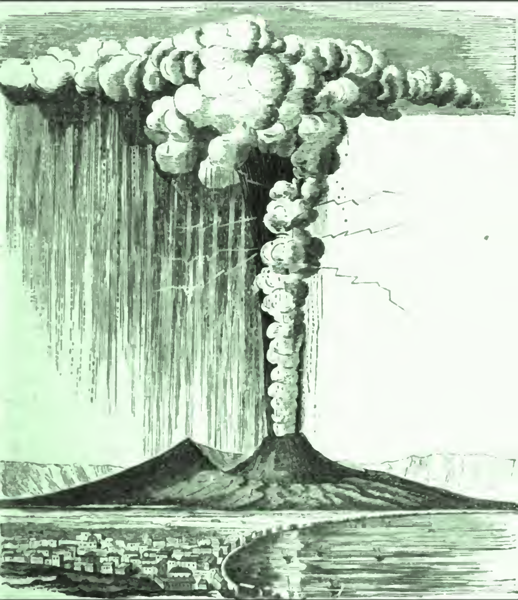


Elemente der Geologie

Hermann Credner

ELEMENTE DER GEOLOGIE

ELEMENTE

DER

GEOLOGIE

VON

DR. HERMANN CREDNER

ORD. HON.-PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG UND DIREKTOR DER K. SÄCHS. GEOLOGISCHEN LANDESUNTERSUCHUNG; K. S. GEHEIMER BERGRAT.

MIT 579 FIGUREN IN HOLZSCHNITT.

SIEBENTE, NEUBEARBEITETE AUFLAGE.

LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1891.

IN DANKBARER ERINNERUNG

AN

SEINEN TEUREN VATER UND LEHRER

DR. HEINRICH CREDNER

DEN

UNERMÜDLICHEN FORSCHER IM GEBIETE
NORDDEUTSCHER GEOLOGIE

DER VERFASSER.

Vorwort zur ersten Auflage.

Beim Entwerfen der »Elemente der Geologie«, welche ich hiermit dem naturwissenschaftlichen Publikum übergebe, habe ich es als eine meiner Hauptaufgaben betrachtet, den Erdball im Lichte eines vom Zeitpunkte seiner Individualisierung an in lebendiger fortschrittlicher Entwickelung begriffenen kosmischen Einzelwesens erscheinen zu lassen, im Gegensatze zu der rein beschreibenden Darstellungsweise, welche nur zu leicht den Eindruck hinterlässt, als ob unser Planet etwas Totes, Starres und in seinen oberflächlichen Konturen Unbewegliches und fertig Gegebenes sei. Es konnte Dies namentlich in den Kapiteln über dynamische, petrogenetische und historische Geologie geschehen, während der petrographische Abschnitt sich auf die nackte, systematische Aufzählung und Beschreibung des Gesteinsmateriales und die architektonische Geologie auf die kahle Beschreibung des Baues der Erdkruste beschränken musste. Bei Behandlung der physiographischen Geologie habe ich die Oberflächenbeschaffenheit unseres Planeten nur in skizzenhaften Umrissen entwerfen können, um mich nicht all zu weit in ein benachbartes Gebiet, das der physikalischen Geographie, zu verlieren.

In der Darstellung der Entwickelungsgeschichte des Erdballes und seiner Bewohner (also in der historischen Geologie) wird der Leser die paläontologischen Beschreibungen vermissen, welche sich in ähnlichen Lehrbüchern eingeflochten finden. Ich habe dergleichen, ohnehin nicht erschöpfende und befriedigende zoologisch-botanische Charakterisierungen der »Leitfossilien« vermeiden und deren Kenntnis voraussetzen zu müssen geglaubt, ebenso wie dies bei petrographischen und mineralogischen Studien einerseits mit Bezug auf die gesteinsbildenden Mineralien, andererseits auf die mineralbildenden Grundstoffe geschieht.

Die Eruptivgesteine, deren Emporbrechen einen so wichtigen Einfluss auf die allmähliche Umgestaltung und die jeweilige Erscheinungsweise der Erdoberfläche geäußert hat und noch äußert, naturgemäß zwischen die übrigen, wesentlich durch die Thätigkeit des Wassers vermittelten Gesteinsprodukte einzureihen, ist stets als eine Schwierigkeit

betont worden. Ich habe versucht, letzterer dadurch zu begegnen und eine natürliche Verknüpfung zwischen den vulkanischen und sedimentären Produkten des Entwickelungsprozesses dadurch herzustellen, dass ich nach Schilderung der Meeresniederschläge jeder einzelnen Periode einen Paragraphen einschaltete, in welchem ich die »vulkanischen Erscheinungen«, also Eruptionen, Niveauveränderungen, Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen, die in jenes Zeitalter fielen, kurz besprach und darauf eine Aufzählung aller analogen, ihrer Ursprungszeit nach unbestimmten, zum Teil jedoch viel jüngeren Reaktionen des Erdinneren auf das Gebiet der betreffenden Sedimentformation folgen ließ. Dadurch wurde zugleich thunlich, anknüpfend an die Schilderung der Spaltenbildungen, die Mineralgänge zu erwähnen und dieselben, statt, wie sonst wohl gebräuchlich, in einem besonderen Anhange, bei den einzelnen Sedimentformationen als diesen angehörige und von ihnen untrennbare Vorkommen zu besprechen.

Leipzig, im Juli 1872.

Zweite Auflage im November 1872. — **Dritte Auflage** im Januar 1876. — **Vierte Auflage** im September 1878.

Vorwort zur fünften Auflage.

Der verhältnismäßig kurze Zeitraum, der zwischen dem Erscheinen der vierten und dieser fünften Auflage meiner Elemente der Geologie liegt, hat unsere Wissenschaft mächtig gefördert. An allen Zweigen der letzteren reifen die Früchte des Fleißes und des Geistes vieler, zum Teil hervorragender Mitarbeiter.

Das Mikroskop des Petrographen hat nicht nur über das Wesen vieler Gesteine und der sie zusammensetzenden Mineralien, sondern auch über ihr Werden und ihre Umbildung neues Licht verbreitet. Die Tektonik komplizierter Gebirgssysteme und weiter Landstriche ist jetzt klar gelegt. Im Zusammenhange damit haben unsere Anschauungen über die Entstehung der Gebirge und mit ihnen der häufigsten Erdbeben neue Gestalt gewonnen. In dem erdperipherischen Druck, auf welchen sie zurückgeführt worden sind, hat man zugleich eine gesteinsumwandelnde Kraft kennen gelernt. Die Theorien über derartige, mit der Gebirgsbildung verknüpfte mechanische Vorgänge haben Physiker auf dem Wege des

Experiments geprüft. Mit Hilfe chemischer Analyse glaubt man den metallischen Urquell vieler unserer Erzlagerstätten in ihrem Nachbargestein erkannt zu haben. Die Inanspruchnahme der bewegten Atmosphäre als Vermittlerin mächtiger und ausgedehnter Gesteinsablagerungen hat allgemeine Anerkennung gefunden. Der früher abenteuerlich erscheinende Gedanke einer ehemaligen totalen Vereisung großer Teile der nördlichen Halbkugel hat feste Gestalt angenommen, sich in dieser rasch eingebürgert und löst viele der Rätsel, welche bis dahin der Boden der nördlichen Hälfte Deutschlands dem Geologen bot. Die Paläontologie hat durch überraschende Funde nicht nur auf ausländischem, sondern auch auf deutschem Boden das Gesetz von der einheitlichen Entwickelung der Tier- und Pflanzenwelt gekräftigt. Durch die Erforschung der Tiefsee, ihrer Sedimente und ihrer Bewohner haben sich neue Gesichtspunkte über den Ursprung weit verbreiteter Schichtenkomplexe, sowie über ihre räumlichen und zeitlichen Beziehungen zu anderen Gesteinsbildungen eröffnet. Die Lehre von der Gliederung und der geographischen Verbreitung der Formationen hat überall und zwar wesentlich mit durch Hilfe der geologischen Landesanstalten Fortschritte zu verzeichnen.

Mit Zagen stand der Bearbeiter einer neuen Auflage seiner Elemente der Geologie vor dieser kaum zu übersehenden Fülle des Neuen und Großen, welche den engen Rahmen seines Lehrbuches zu sprengen drohte.

Sollte es ihm gelungen sein, das letztere dem hohen Standpunkte der heutigen Geologie einigermaßen anzupassen, so dankt er Dies zu nicht geringem Teile der gütigen Unterstützung und dem erfahrenen Rate wohlwollender Freunde und Fachgenossen, so der Herren Beyrich, Cohen, Hörnes, Pröscholdt und Zirkel, ganz besonders aber der Herren Benecke, Neumayr, Rosenbusch, Schlüter und Sterzel. Ferner hat Herr Eck das Kapitel über deutsche Trias einer eingreifenden Revision unterzogen, während mir Herr Sauer bei Neugestaltung des Abschnittes über Petrographie hilfreich zur Seite stand.

Mit dem Danke für diesen werkthätigen Ausdruck des Interesses für mein Lehrbuch verbinde ich die Bitte, die ich zugleich an meine übrigen Fachgenossen richte, diesen Elementen der Geologie ihre Unterstützung auch in Zukunft zu Teil werden zu lassen. — Glückauf!

Leipzig, im November 1883.

Sechste Auflage im März 1887.

Vorwort zur siebenten, neubearbeiteten Auflage.

Bei der Bearbeitung dieser siebenten Auflage meiner Elemente der Geologie bin ich wiederum durch die Beihilfe und den Rat wohlwollender Fachgenossen unterstützt und gefördert worden. Manche irrtümliche oder veraltete Angabe früherer Auflagen fand durch gütige Mitteilungen von Seiten der Herren H. Eck, K. Endriss, E. Geinitz, H. Pröscholdt, F. Roemer, E. Schulze, J. Walther, F. Zirkel, Rud. Credner ihre Berichtigung. Die Abschnitte über die karbonischen und permischen Floren wurden von Herrn T. Sterzel in Chemnitz durchgesehen und, wo nötig, verbessert. Namentlich aber hat sich Herr A. Sauer in Heidelberg einer tiefgreifenden Durcharbeitung und Ergänzung des petrographischen Teiles meines Lehrbuches unterzogen. Ebenso verdanke ich Herrn Fr. Frech in Halle a. S. die Sichtung und teilweise völlige Neugestaltung der Kapitel über das ältere Palaeozoicum. Das reiche Material, welches mir beide Herren zur Verfügung stellten, liegt meiner Bearbeitung der genannten Abschnitte wesentlich zu Grunde und ist z. T. fast wörtlich in dieselben aufgenommen worden, wenn ich auch meinen gütigen Mitarbeitern nicht überall die Verantwortlichkeit für den Inhalt jener Seiten aufbürden kann.

Allen oben, namentlich aber den zuletzt genannten Fachgenossen bin ich zu um so lebhafterem Danke verpflichtet, als die allseitige Bereicherung unserer Wissenschaft und in Folge davon auch deren Spezialisierung wiederum in so raschem Schritte vorwärts geeilt ist, dass der Einzelne wohl kaum mehr im Stande ist, dieselbe in allen ihren Richtungen zu beherrschen. Niemand kann dies schmerzlicher empfinden, als der Verfasser eines Lehrbuches, welches das gesamte Gebiet der Geologie, wenn auch nur in deren Grundzügen umspannen soll.

Leipzig, im Juli 1891.

Hermann Credner.

Inhalt.

Einleitung.

Erster Abschnitt.
Physiographische Geologie.

Zweiter Abschnitt.
Petrographische Geologie (Petrographie).

a. Allgemeines.

b. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Klasse. Einfache Gesteine.

Dritter Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Der Vulkanismus.

c. Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

Sechster Abschnitt.

Historische Geologie.

a. Einleitendes.

b. Formationslehre.

A. Die archäische Formationsgruppe.

Die Ur-Gneißformation.

Die krystallinische oder Ur-Schieferformation.

B. Die paläozoische Formationsgruppe.

Die kambrische Formation.

Die silurische Formation.

Die devonische Formation.

Die karbonische oder Steinkohlenformation.

Die permische Formation oder die Dyas.

1. Das Rotliegende.

2. Die Zechsteinformation.

C. Die mesozoische Formationsgruppe.

Die Trias.

Der Jura.

Einleitung.

§ 1. **Aufgabe der Geologie.** Die Geologie fasst die Erde als ein kosmisches Individuum auf, dessen Eigenschaften, Kraftäußerungen und Entwickelungsgeschichte sie zu erforschen hat. Sie bezweckt demnach nicht allein das Studium des fertigen Erdganzen und seiner einzelnen Glieder, — ihre zweite gleichberechtigte Aufgabe ist die Ergründung der Geschichte unseres Planeten und seiner Bewohner. Sie soll versuchen, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen und das Wirken der bei diesem Entwickelungsprozesse thätigen Naturkräfte zu ermitteln; sie soll versuchen, von den Zuständen der Erde während verflossener Perioden, von den jeweiligen Faunen und Floren auf ihrer Oberfläche, von der Verteilung von Festland und Meer, von den klimatischen und vulkanischen Erscheinungen früherer Zeitalter ein Bild zu gewinnen und endlich die allmählichen Veränderungen zu verfolgen, welchen alle diese Verhältnisse im Laufe der Entwickelungsgeschichte der Erde unterworfen waren.

Die Geologie liefert nach alledem nicht eine nackte Naturbeschreibung, ihre Aufgabe ist ebensoviel geschichtlicher Art; — *sie ist die Lehre von dem Erdkörper in seiner gegenwärtigen Erscheinungsweise und Zusammensetzung sowie von seiner allmählichen Entwickelung.*

§ 2. **Einteilung der Geologie.** Die Erforschung des Erdkörpers hat folgende, sich logisch auseinander entwickelnde Fragen aufzustellen und zu beantworten:

1. Welches ist die Gestalt, Größe und Oberflächenbeschaffenheit, welches sind die physikalischen Verhältnisse der Erde? Darauf antwortet *die physiographische Geologie.*

2. Aus was für Material besteht der uns zugängige Teil der Erde? Darüber handelt *die petrographische Geologie.*

3. Welche Kräfte haben bei der ursprünglichen Bildung und allmählichen Veränderung des Gesteinsmateriales, sowie der Oberflächengestaltung der Erde mitgewirkt und wirken noch jetzt? Auskunft erteilt *die dynamische Geologie.*

4. Auf welche Weise haben sich unter Mitwirkung dieser Kräfte die verschiedenartigen Gesteine gebildet? Damit befasst sich *die petrogenetische Geologie.*

5. Wie sind die Gesteine zum Aufbau der Erdveste benutzt worden, wie sind sie zum Ganzen verbunden, welches ist die Architektonik der Erde? Diese Frage behandelt die architektonische Geologie.

6. Welches ist die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner? eine Frage, welche die historische Geologie zu beantworten sucht.

§ 3. **Hilfswissenschaften der Geologie.** Die Aufgaben der Geologie sind, wie aus dem eben Gesagten hervorgeht, so vielseitig, dass sich diese auf sämtliche übrige Zweige der Naturwissenschaften stützen muss. Eine ihrer wesentlichsten Grundlagen bietet die Mineralogie. Die Einzelkörper, welche das Material zum Aufbau der Erdkruste geliefert haben, sind die Mineralien, deren Eigenschaften, deren Bildung und Umbildung die Mineralogie lehrt. Bis zur Ermittelung der Mineralien, aus welchen die Gesteine des festen Erdkörpers zusammengesetzt sind, geht der Geolog beim Zergliedern des Erdganzen zurück, ihre Kenntnis aber setzt er voraus.

Die Chemie, die Lehre von den Veränderungen bei der Einwirkung der Materien auf einander, macht die Deutung der Gesteinsentstehung, die Verfolgung der Vorgänge beim Werden und bei der Umbildung der Gesteine möglich und giebt durch die chemische Analyse Mittel zu Gesteinsuntersuchungen an die Hand.

Die Paläontologie, die Wissenschaft von den Faunen und Floren der Vorwelt, muss als eine der Hauptgrundlagen des geologischen Studiums betrachtet werden. Sie giebt die Möglichkeit, die viele tausend Meter mächtige Aufeinanderfolge von Gesteinsschichten in zusammengehörige Komplexe (Formationen) zu scheiden, sie lehrt, das Alter der einzelnen Gesteinsbildungen zu konstatieren, sie liefert Mittel, zwei wenn auch noch so weit von einander entfernte Schichten hinsichtlich ihres Alters zu vergleichen, sie giebt Andeutungen über die physikalische Geographie früherer Perioden und spricht endlich in der unsere Zeit bewegenden Frage über die Entwickelungsgeschichte der Organismen das entscheidende Wort.

Auch die Physik steht in manuigfaltigster Beziehung zur Geologie. Ist doch die Mineralogie zum großen Teile eine physikalische Wissenschaft und sind doch die Fragen nach dem spezifischen Gewicht der Erde, nach den Temperaturverhältnissen des Erdinnern, nach dem Erdmagnetismus rein physikalischer Natur.

Ebenso innig ist das Verhältnis der Astronomie zur Geologie. Sie belehrt uns über die Stellung unseres Planeten im Weltsystem, sie berechnet die Dimensionen und die allgemeine Form der Erde und giebt Andeutungen über die ursprünglichsten Zustände derselben.

Zwischen Geographie endlich und Geologie lassen sich überhaupt keine scharfen Grenzen ziehen. Die Oberflächenbeschaffenheit der Erde ist eben der Ausdruck des geologischen Baues derselben und das Endprodukt der Summierung der Resultate aller früheren geologischen Vorgänge.

§ 4. **Geologische Litteratur.** Die wissenschaftliche Entfaltung der Geologie war abhängig von der Entwickelung der Chemie, Mineralogie und

Paläontologie und gehört wie die ihrer eben genannten Hilfswissenschaften der neuesten Zeit an. Trotzdem hat ihre Litteratur bereits eine große Ausdehnung gewonnen, wie die Litteraturangaben über und in jedem einzelnen Abschnitte dieses Lehrbuches beweisen, obwohl an diesen Stellen nur einige wenige der wichtigsten Publikationen angeführt werden konnten.

a) Von **Handbüchern**, welche das ganze Gebiet der Geologie umfassen, sind zu erwähnen:

G. E. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 3 Bände, 2. Aufl. Leipzig 1858 bis 1872.
G. Leonhard, Grundzuge der Geognosie und Geologie. Leipzig und Heidelberg. 4. Aufl. besorgt durch R. Hoernes. 1885 bis 1889.
W. von Gümbel (Geologie von Bayern. I. Teil), Grundzüge der Geologie. 1885 bis 88.
M. Neumayr, Erdgeschichte. 2 Bände. Leipzig 1886 u. 87.
F. von Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. 2. Aufl. Wien 1877.
A. Stoppani, Corso di Geologia. Milano 1871.
O. Heer, Urwelt der Schweiz. 2. Aufl. Zurich 1879.
A. Geikie, Text-Book of geology. London 1882. 2. edit. 1885.
J. D. Dana, Manual of geology. 2. edit. Philadelphia a. London 1875.
A. de Lapparent, Traité de Géologie. 2. éd. Paris 1885.
F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.
K. von Fritsch. Allgemeine Geologie. Stuttgart 1888.

b) **Lehrbücher einzelner geologischer Disziplinen**; z. B. über Formationslehre, Petrographie, Erzlagerstättenlehre und einzelne Abschnitte der dynamischen Geologie.

c) **Monographische Arbeiten.** Dieselben behandeln teils gewisse Gesteinsarten oder Schichtenkomplexe, teils den geologischen Bau gewisser Gegenden, oder endlich geologische Vorgänge und bilden die Hauptmasse der Litteratur. Zahlreiche dieser Publikationen, ebenso wie die Lehrbücher einzelner geologischer Disziplinen werden sich über und in den Abschnitten dieses Lehrbuchs zitiert finden. Die Mehrzahl der Monographien ist enthalten in den

d) **geologischen Zeitschriften,** nämlich:

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, gegründet von K. C. von Leonhard u. H. G. Bronn 1830, fortgesetzt von G. Leonhard u. H. B. Geinitz, seit 1879 herausgegeben von Benecke, Klein u. Rosenbusch, seit 1885 von Bauer, Dames, Liebisch. (Abkürzung = N. Jahrb.)
Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, erscheint seit 1848 in Berlin. (Abkürzung = Z. d. D. geol. Ges.)
Jahrbuch der königl. preußischen geologischen Landesanstalt. Berlin; seit 1880. (Abkürzung = Jahrb. d. k. pr. geol. La.)
Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, erscheint seit 1850 in Wien. (Abkürzung = Jahrb. d. k. k. geol. R.)
Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien; seit 1867.
Geological Magazine. London. Erscheint seit 1864.
Quarterly Journal of the geological Society of London.
Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
Bulletin de la Société géologique de la France.
Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Firenze.

e) **Geologische Karten,** begleitet von Profilen, sind der graphische Ausdruck unseres geologischen Gesamtwissens über eine Gegend. Als Beispiele mögen angeführt werden:

J. Marcou, Carte géologique de la terre. 1 : 23 000 000. Zürich 1875.
A. Dumont, Carte géologique de l'Europe. 1 : 4 000 000. Paris et Liège.
von Dechen, Geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich, England und den angrenzenden Ländern, II. Ausgabe. 1869.
von Dechen, Geologische Karte von Deutschland. Berlin 1869. 2. Aufl. 1884.
Geologische Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Herausgegeben durch das Königl. Preuß. Ministerium für Handel, Gewerbe und öffentliche Arbeiten unter der Leitung von Beyrich und Hauchecorne. Mit erläuterndem Texte. 1 : 25 000. Seit 1870 im Erscheinen begriffen.
Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Herausgegeben vom K. Finanz-Ministerium, bearbeitet unter der Leitung von H. Credner. Mit erläuternden Texten. 1 : 25 000. Leipzig. Seit 1877 im Erscheinen.
Geognostische Karte des Königreichs Bayern und der angrenzenden Länder von C. W. Gümbel. 1 : 500 000. München 1855.
Geologische Übersichtskarte des Sächsischen Granulitgebirges von H. Credner. 1 : 100 000. Leipzig 1884.
Geologische Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Straßburg. 1 : 25 000. Seit 1887 im Erscheinen.
Geologische Spezialkarte des Großherzogth. Hessen. Bearbeitet unter d. Leitung von R. Lepsius. 1 : 25 000. Darmstadt.
Geogn. Übersichtskarte des Schwarzwaldes von H. Eck. 1 : 200 000. Lahr 1885 u. 1887.
Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen von A. von Dechen. 1 : 80 000. Berlin 1855—65. 2. Aufl. 1882. (Übersichtskarte derselben Provinzen. 1 : 500 000. 2. Aufl. Berlin 1883.)
Geognostische Übersichtskarte des Harzgebirges von K. A. Lossen. 1 : 100 000. Berlin.
Geognostische Karte vom Herzogtum Braunschweig von A. v. Strombeck. 1 : 100 000. Braunschweig 1856.
Geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harze von Jul. Ewald. 1 : 100 000. Berlin 1864.
Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge. 1 : 100 000. Berlin.
Geognostische Karte von Oberschlesien von Ferd. Römer. 12 Blätter. 1 : 100 000. Berlin.
Geologische Übersichtskarte von Schlesien von G. Gürich. 1 : 400 000. Breslau 1890.
Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie von Fr. v. Hauer. 1 : 570 000. Wien; seit 1867 im Erscheinen begriffen.
Geol. Übersichtskarte der Alpen von F. Noë. 1 : 1 000 000. Wien 1890.
Geologische Karte der Schweiz von Heim, Baltzer, v. Fritsch, v. Fellenberg, Mösch u. A. 1 : 100 000. Bern.
Carta geologica d'Italia. 1 : 1 111 111. Roma 1881.
Carte géologique de la France. 1 : 1 000 000. Paris 1888.
Geolog. Kaart van Nederland door W. O. H. Staring. 24 Blätter. 1 : 200 000. Haarlem 1858—1867.
Geologische Karte von Schweden. Stockholm; seit 1862 in Publikation begriffen. Redigiert von A. Erdmann, nach diesem von A. Torell. 1 : 50 000.
Geologisk oversigtskart over det sydlige Norge. Th. Kjerulf. Kristiania 1877.

Erster Abschnitt.

Physiographische Geologie.

Die große Mannigfaltigkeit in der Beschaffenheit der Erdoberfläche ist das Resultat aller der Einzelvorgänge, welche wir unter dem Begriffe des Entwickelungsprozesses unseres Planeten zusammenfassen. Dieser Erfahrungssatz giebt die Mittel an die Hand, aus gewissen physikalischen Verhältnissen der Erde Rückschlüsse auf deren Entwickelungsgeschichte selbst zu machen. Auf die gedrängte Beschreibung derjenigen Erscheinungen des Erdganzen, in welchen die frühesten Zustände unseres Planeten am unverkennbarsten ihren Ausdruck gefunden haben, also namentlich der Gestalt unserer Erde, der Temperaturverhältnisse des Erdinnern, der Verteilung des Festlandes und der Ozeane, muss sich der der physiographischen Geologie gewidmete Abschnitt dieses Handbuches beschränken.

§ 1. **Gestalt und Gröfse der Erde.** Die Gestalt der Erde nähert sich am meisten einem mit Polarabplattung versehenen Rotationsellipsoid, dessen Äquatorialdurchmesser 1719, dessen Achse 1713 geographische Meilen beträgt. Die Abplattung an jedem der Pole beläuft sich somit nur auf drei Meilen.*) Die Abweichung von der Kugelgestalt ist demnach äußerst gering und scheint fast zu verschwinden, wenn man in Berücksichtigung zieht, dass der Niveauunterschied zwischen dem tiefsten Meeresgrunde und dem höchsten Berge fast ebensoviel beträgt.

Die Ellipsoidgestalt der Erde wurde vorzugsweise durch Gradmessungen konstatiert, welche freilich, so lange als die Kugelgestalt der Erde für zweifellos galt, allein die Ermittelung der Erdgröße zum Zwecke hatten und erst später, als durch Pendelbeobachtungen Zweifel an der Richtigkeit der bisherigen Ansicht rege wurden, auf Feststellung der Abweichungen der Erdfiguration von der Kugelform gerichtet waren.

Die Messungen der Größe der Erde beruhen auf dem Satze, dass wir den Durchmesser einer Kugel berechnen können, sobald ein Bogen eines

*) Nach Clarke ist der Äquatorialhalbmesser = 6 378 190 m, — der Polarhalbmesser = 6 356 455 m, — die Abplattung = $\frac{1}{293}$, letztere nach Listing = $\frac{1}{288}$.

ihrer größten Kreise, also eines Meridians der vorausgesetzten Erdkugel, sowohl nach seinem Winkel-, als auch nach seinem Linearmaße gegeben ist. Die Winkelgröße eines Meridianbogens wurde mit Hilfe astronomischer Beobachtungen, die Länge desselben durch Messung mit der Kette oder durch Triangulation festgestellt und nach dem Satze, dass sich der Meridianwinkel zum Kreis, also zu 360°, wie der Meridianbogen zum ganzen Meridian verhält, die Größe des letzteren berechnet.

Die Entdeckung des Jahres 1672, dass das aus höheren Breiten nach dem Äquator gebrachte Sekundenpendel eine geringere Anzahl von Schwingungen macht als früher, also verkürzt werden muss, um seinem Zwecke zu entsprechen, erschütterte das Theorem von der Kugelgestalt der Erde, auf deren Oberfläche die Schwerkraft, also auch die Zahl der Pendelschwingungen überall die gleiche gewesen sein würde. Die obenerwähnten Beobachtungen gaben deshalb Newton und Huygens Veranlassung, die Erde als ein an den Polen seiner Umdrehungsachse abgeplattetes Rotationssphäroid anzusprechen. Die Richtigkeit dieser Folgerung sollte namentlich durch Gradmessungen entschieden werden, welche darauf gerichtet sein mussten, zu konstatieren, ob die Meridianbogen gleicher Winkel, also z. B. eines Grades in höheren und niederen Breiten, gleich, oder ob sie nach den Polen zu größer als am Äquator seien, wie es bei Ellipsen mit Polarabplattung der Fall ist. Zwei zu diesem Zwecke in den Jahren 1735 und 36 abgesandte französische Expeditionen stellten in Lappland und in Peru Gradmessungen an, deren Resultate die Theorie von der ellipsoidischen Gestalt der Erde vollkommen bestätigten.*

Auch durch Pendelschwingungen ist die Gestalt der Erde bestimmbar. Diese Möglichkeit beruht auf dem Gesetze, dass die Schwerkraft quadratisch mit der Entfernung der Schwerpunkte abnimmt. Da nun gleich lange Pendel an den Polen schneller schwingen als an dem Äquator, die Länge des Sekundenpendels also von den Polen nach dem Äquator abnimmt,**) so müssen erstere dem Schwerpunkte der Erde näher liegen, als der letztere, die Meridiane also Ellipsen sein.

Die geometrische Gestalt der Erde bezeugt die Art ihrer Entstehung. Ihre Form als Rotationsellipsoid deutet darauf hin, dass sich ihr Material ursprünglich in einem plastischen, einem flüssigen Zustande befunden hat, und zwar erhält die Ansicht der Geologen, dass derselbe ein glutflüssiger gewesen, durch Beobachtungen, welche in späteren Abschnitten mitgeteilt werden, einen festen Stützpunkt. Damit stimmen auch die Resultate der durch spektralanalytische Untersuchungen bestätigten

*) Länge eines Meridiangrades in Lappland = 111,949 km; in Peru 110,608 km.

**) Länge des Sekundenpendels auf St. Thomas = 990,887 mm; auf Spitzbergen = 996,043 mm.

astronomischen Forschung überein, welche unser Planetensystem von einem in glühend-gasförmigem Zustande befindlichen Nebelflecke ableitet und die einzelnen Planeten als in verschiedenen Stadien der Abkühlung befindliche losgetrennte Ballen jenes früher einheitlichen Urnebelflecks ansieht (Kantsche Theorie). So besitzen ganz analog unserer Erde Saturn und Jupiter eine polare Abplattung, die jedoch wegen der bedeutenderen Größe und rascheren Achsendrehung derselben eine viel beträchtlichere ist, als die der ersteren.

In den ältesten geologischen Zeiträumen entsprach die durch Rotation bedingte Form der Erde sicherlich ihrer mathematischen Gestalt noch mehr als heute. Sie stellte wohl ein vollkommenes Rotationsellipsoid vor und war ringsum von einer Wasserschicht gleichmäßig überdeckt. Kontinentalmassen und ozeanische Vertiefungen entstanden erst später und verwischten die ursprüngliche Erdgestaltung.

§ 2. **Das spezifische Gewicht der Erde.** Die mittlere Dichtigkeit der Erde ist 5,6 mal größer als die des Wassers (nach Paynting und Jolly = 5,69; nach Cornu und Baille = 5,56). Die Feststellung dieses Wertes war nicht auf direktem Wege, wohl aber mittelbar dadurch möglich, dass man eine Wirkung der Masse der Erde, z. B. ihre Anziehung mit der eines anderen, seiner Masse nach bekannten Körpers verglich. Zu diesem Zwecke hat man verschiedene Methoden in Anwendung gebracht. Die erste derselben beruht auf der Ablenkung des Bleilotes aus der wahren Vertikallinie durch Anziehung von seiten der Masse eines naheliegenden Berges; die zweite auf der Beobachtung von Pendelschwingungen auf dem Gipfel eines hohen Berges oder im Grunde eines tiefen Schachtes und von solchen auf der ebenen Erde, wobei die Differenz der Schwingungszahlen auf Kosten der zwischen beiden Beobachtungspunkten liegenden Erdmasse zu setzen ist, — eine noch andere Methode auf den Schwingungen eines horizontalen, daher der Schwerkraft entzogenen und durch die Anziehung großer Metallkugeln in Bewegung gesetzten Pendels (der Drehwage).

Das hohe spezifische Gewicht der Erde muss überraschen, wenn man es mit dem der bekannten festen Erdkruste vergleicht, welches etwa 2,5 beträgt, während sich die Dichtigkeit der kontinentalen und ozeanischen Erdoberfläche zusammen auf kaum 1,6 beläuft. Es ergiebt sich daraus, dass das spezifische Gewicht des Erdinnern bedeutend größer als 5,6 ist, sowie die Wahrscheinlichkeit, dass die Dichtigkeit des Erdmateriales mit der Tiefe zunimmt, — Verhältnisse, welche ähnlich wie die Gestalt der Erde einen ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten voraussetzen, besonders wenn man noch in Betracht zieht, dass Mittelpunkt und Schwerpunkt der Erde zusammenfallen, mit anderen Worten eine vollkommen regelmäßige Anordnung der gleich dichten Massen zu konzentrischen Zonen stattfinden muss, wobei die spezifisch schwersten den inneren Kern ein-

nehmen, um welchen sich Schalen von nach außen immer geringer werdender Dichtigkeit lagern.

Aus der Zunahme der Dichtigkeit der Erde gegen ihr Zentrum, sowie aus dem Vergleiche zwischen den Meteoriten und den Gesteinen der Erde schlossen Dana, Daubrée u. a., dass das Erdinnere aus Metallmassen, vorzüglich aus Eisen bestehen dürfte. Hierfür scheinen auch die großen, bis 500 Cent. schweren Blöcke von gediegenem Eisen zu sprechen, welche vom Basalte aus der Erdtiefe mit hervorgebracht, von Nordenskjöld bei Ovifak an der Westküste von Grönland gefunden wurden.

§ 3. **Temperatur des Erdinnern. Glutflüssiger Erdkern.** Die Beeinflussung der Temperatur unseres Planeten durch die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beschränkt sich auf die äußerste Oberfläche der Erde und hört bereits in einer Tiefe von 20 bis 25 m vollständig auf. In diesem Niveau herrscht, da sich hier selbst die jährlichen Wechsel in der Einwirkung der Sonne nicht mehr geltend machen können, eine jahrein, jahraus konstante Temperatur, und zwar ist dieselbe im allgemeinen die nämliche wie die mittlere Temperatur des an der Erdoberfläche vertikal darüber gelegenen Punktes. So sind in den 28 m tiefen Kellern des Pariser Observatoriums seit 1783 Thermometer aufgestellt, welche konstant eine Temperatur von 11,7° C. zeigen.

Während die Wärme der äußersten Erdkruste eine fremde, von der Sonne geborgte und von dieser abhängige ist, machen sich unterhalb der Grenze dieser Beeinflussung Temperaturverhältnisse in einer Weise geltend, dass man auf einen in der Tiefe der Erde selbst liegenden, also tellurischen Wärmequell schließen muss. Von der Grenze der Einwirkung der Sonnenwärme an findet nämlich, überall wo und so weit man bis jetzt in die Erdrinde eingedrungen ist, nach der Tiefe zu eine stete Temperaturzunahme statt. Es herrscht also in den verschiedenen Niveaus der Erdtiefe eine an jedem Punkte zwar konstante, aber mit der Tiefe zunehmende Wärme. Dieser in geologischer Beziehung hochwichtige Satz findet seine Begründung in den Resultaten zahlreicher in Bohrlöchern, artesischen Brunnen und Bergwerken angestellten Beobachtungen.

Namentlich gab das Abteufen von Bohrlöchern, durch welche die Erforschung technisch nutzbarer Lagerstätten bezweckt wird, oder die zu artesischen Brunnen dienen sollen, Gelegenheit, genaue Temperaturmessungen des in konstatierten Tiefen hervorbrechenden Wassers vorzunehmen und aus diesen auf die Temperaturverhältnisse der durchbohrten Gesteinszonen selbst zu schließen. Diese Versuche liefern jedoch nur dann die gewünschten Resultate, also die wahre Temperatur der jeweilig erreichten Erdtiefen, wenn durch besondere Vorrichtungen der Abschluss der in der Tiefe des Bohrloches stehenden Wassersäule ermöglicht und dadurch verhindert wird, dass kalte und deshalb schwerere Wasser einen Teil des

der erreichten Tiefe entquellenden wärmeren Wassers verdrängen und so eine Erniedrigung seiner ursprünglichen Temperatur bewirken.*) Derartig ausgeführte Beobachtungen haben zu dem bestimmten Resultate geführt, dass unterhalb der Grenze der Beeinflussung von seiten der Sonnenwärme nach der Tiefe zu eine stete Zunahme der Temperatur stattfindet, und nirgends hat man Tiefen erreicht, in denen die Wärme des Erdkörpers nicht zugenommen oder gar abgenommen hätte. Die Anzahl von Metern oder Fußen, welche man in die Tiefe gehen muss, um eine Erhöhung der Temperatur um 1°C. wahrnehmen zu können, nennt man die *geothermische Tiefenstufe*. Bei Gelegenheit der Anlage zahlreicher Bohrlöcher vorgenommene Beobachtungen ergeben, dass z. B. in dem Bohrloche von Rüdersdorf durchschnittlich alle 26,9 m, in dem von Grenelle alle 32,6 m und in dem von Neusalzwerk alle 29,6 m in dem von Pregny bei Genf alle 29,71 m, in dem von Mondorf alle 28,6, m eine Temperaturzunahme von je 1°C. stattfand, dass mit anderen Worten die geothermische Tiefenstufe in diesen Bohrlöchern im Durchschnitte etwa 30 m betrug. Aus Beobachtungen, welche in zwei der tiefsten jetzt vorhandenen Bohrlöcher, dem von *Sperenberg* bei Berlin (1273 m) und dem von *Schladebach* bei Merseburg (1748,4 m) angestellt wurden, ergaben sich folgende Temperaturen:

Sperenberg		Schladebach	
Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)	Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)
26,7	9°	36	10,75°
223,0	21,6°	246	16,12°
286,7	23,5°	516	23,75°
350,4	26,4°	726	29,12°
414,4	26,9°	936	35,62°
477,8	30,9°	1116	40,25°
605,2	33,1°	1266	45,25°
669,0	35,9°	1356	48,50°
1080,0	46,5°	1446	51,12°
1268,6	48,1°	1536	53,12°
		1626	55,00°
		1716	56,62°

Die Berechnung dieser Temperaturbeobachtungen ergiebt, dass die Wärme im Sperenberger Bohrloche mit durchschnittlich je 31,8 m, im Schladebacher Bohrloche mit je 36,88 m um 1° C. zunimmt**).

*) E. Dunker. Zeitschr. f. d. ges. Nat. 1872. Neue Folge. Bd. VI. S. 319. Derselbe. N. Jahrb. 1877. S. 590. ebend. 1879. S. 116, sowie 1889. I. S. 29. Huyssen, Verh. d. VII. Deut. Geogr.-Tages. Berlin 1889. S. 225.

**) E. Dunker l. c. — F. Henrich. N. Jahrb. 1876. S. 716. u. 1888 I. S. 180. Vergl. auch Hann. Zeitschr. d. öst. Ges. f. Met. 1878. XIII. S. 21; ferner Zöppritz. Geogr. Jahrb. Gotha 1880. VIII. S. 26.

Bestätigt werden diese Resultate durch Temperaturbeobachtungen in Bergwerken, in deren einigen man bis zu 1000 m Tiefe hinabgedrungen ist. Hier ist die zweckmäßigste Methode diejenige, bei welcher man unmittelbar die Temperatur des Gesteines innerhalb frisch geschlagener, mehrere Fuß tiefer Bohrlöcher zu bestimmen sucht.*) In Schächten des Erzgebirges wurde die geothermische Tiefenstufe zu 41,8 m, in solchen bei Manchester zu 38,3 m, bei Newcastle zu 33,3 m festgestellt. Für den St. Gotthardt berechnete Stapff nach Beobachtungen im dortigen Tunnel eine Tiefenstufe von 50 m, Giordano eine ebensolche im Tunnel des Mt. Cenis. Andere Bohrlöcher und Schächte lieferten freilich Resultate, welche von den oben aufgezählten mehr oder weniger abweichen, was durch lokale Ursachen (unterirdische Wasserzirkulation, Zersetzungsprozesse in den Gesteinen, Nähe heißer Quellen und Vulkane) bedingt sein dürfte. Überall aber wurde übereinstimmend festgestellt, dass eine Wärmezunahme mit der Tiefe stattfindet und dass die Temperatur in jeder beträchtlicheren Tiefe konstant ist, während die Größe der geothermischen Tiefenstufe nach Maßgabe der Gesteinsbeschaffenheit und anderer lokaler Umstände sehr schwankt, für gewöhnliche Tiefen jedoch in einer runden Mittelzahl auf 33 m veranschlagt werden kann.

Selbst in Jakutsk, wo der Boden bis zu einer Tiefe von fast 200 m das ganze Jahr hindurch gefroren ist, nimmt die Kälte mit der Tiefe ab, und zwar des guten Leitungsvermögens des Eises wegen in sehr kleinen geothermischen Tiefenstufen, so dass in einem dort abgeteuften Brunnenschachte von 116 m Tiefe die Temperatur von — 17,12° C. stetig bis auf — 2,9° C. stieg.

Eine ebensolche Erhöhung der Temperatur der Gesteine und der in ihnen zirkulierenden Gewässer mit zunehmender Tiefe, wie sie für die äußerste Schicht der Erdkruste längst konstatiert ist, und durch jede neue noch tiefere Bohrung bestätigt wird, muss auch in für uns unerreichbaren Teufen stattfinden. Und in der That legen die heißen Quellen, welche an zahlreichen Punkten hervordringen, Zeugnis ab von dem Temperaturzustande jener Niveaus des Erdinnern, denen sie ihre hohen Wärmegrade verdanken, und die mit Zugrundelegung des vorher Mitgeteilten einer Tiefe von etwa 3300 m angehören müssen. Steigen nun ähnlich wie diese heißen Quellen geschmolzene Gesteinmassen aus dem Erdinnern auf, so können wir nicht anders als schließen, dass sie aus Tiefen stammen, in welchen genügende Hitzegrade herrschen, um jene Gesteinsmassen in Fluss zu versetzen, also wenigstens 2000°C. Eine derartige Temperatur würde man, wenn die Wärmezunahme dem Gesetze einer arithmetischen Progression folgte, in 66000 m Tiefe erreichen. Weil jedoch die geothermischen

*) F. Reich. Beobachtungen über die Temperatur des Gesteins in verschiedenen Tiefen in den Gruben des sächs. Erzgebirges in d. Jahren 1830 bis 32. Freiberg 1834.

Tiefenstufen mit der Tiefe selbst zu wachsen scheinen und ihre Größe ebenso wie das Gesetz ihrer Zunahme noch unsicher ist, so bleibt es ratsam, vorläufig noch darauf zu verzichten, die Tiefe zu berechnen, in welcher Schmelzhitze herrscht. Unbestreitbare Thatsache aber bleibt es, dass die Temperatur der Erdschichten nach der Tiefe zu, so weit man bis jetzt in sie eingedrungen ist, zunimmt, und dass in größerer, aber nicht genauer bestimmbarer Tiefe noch höhere Temperaturgrade herrschen, wie dies aus dem Empordringen heißer Quellen und geschmolzenen Gesteinsmateriales hervorgeht. Da nun heiße Quellen sowohl wie flüssige Laven an zahllosen, über die ganze Erdkugel verteilten Punkten hervorbrechen, so muss auf einen in der Erdtiefe überall vorhandenen Wärmequell, einen **glühenden Erdkern** geschlossen werden, welcher sich allmählich mit einer Erstarrungskruste, dem Fundamente aller späteren Formationen unserer Erdrinde, umgeben hat. Mit dieser Auffassung harmoniert der Satz, zu welchem die beiden vorigen Paragraphen führten, dass die Gestalt und das spezifische Gewicht der Erde auf einen ursprünglich flüssigen Zustand hinweisen. (Siehe auch Dynam. Geol. Heiße Quellen; Schluss.)

Was den Aggregatzustand dieses glutigen Erdinnern betrifft, so halten die meisten Geologen letzteres für glutflüssig, andere für vollkommen erstarrt, — noch andere für verfestigt durch Druck, aber durch lokale Verminderung desselben (z. B. Spaltenbildungen in der Erdrinde) sich wieder verflüssigend und ausbruchsfähig (Reyer).

§ 4. Verteilung von Land und Meer auf der Erdoberfläche. Der glühende Erdkern hat drei Umhüllungen, eine nur lokal verbreitete, das Wasser (Hydrosphäre), und eine allgemeine, die Atmosphäre; zwischen der partiellen Wasserbedeckung tritt die Erdkruste (Lithosphäre) als Land zu Tage. Die Oberfläche unserer Erde wird demgemäß von Land und Wasser gebildet, jedoch in einem sehr ungleichen Maße, indem sich die Größe des Meeresspiegels zu der Oberfläche des Festlandes verhält wie 2,5:100. Eine noch ungleichere ist die Verteilung des Landes innerhalb der einzelnen Zonen, welche die Erde umgürten, indem die nördliche Halbkugel fast dreimal so viel Festland als die südliche, die nördliche gemäßigte Zone gleich viel Land und Wasser, die heiße Zone $^1/_3$ Land und $^2/_3$ Meer besitzt, und endlich auf die Oberfläche der südlichen gemäßigten Zone nicht ganz $^1/_{10}$ Land kommt.

§ 5. Allgemeine Gruppierung der Kontinente und Ozeane.* Während die Kontinente von einander getrennte, isolierte Massen bilden, nehmen die Ozeane ein zusammenhängendes Becken ein, sind ein einziges, in verschiedene, aber kommunizierende Arme gegliedertes Ganzes. Das Land gruppiert sich in zwei größeren Kontinentalkomplexen, der Ostfeste, an

*) O. Krümmel. Der Ozean. Leipzig u. Prag. 1886.

welche sich Australien anschließt, und der Westfeste um den Nordpol, um sich in südlicher Richtung immer mehr zu verschmälern und endlich in der Südspitze von Afrika und Südamerika ganz auszukeilen. Die Wasser hingegen haben sich mehr um den südlichen Pol angesammelt und senden nach Norden zu drei große Ausläufer, den atlantischen, den stillen und den indischen Ozean aus, welche sich zwischen die nach Süden zu hornförmig auslaufenden Kontinente schieben, um sich in demselben Verhältnisse, wie das Land an Ausdehnung gewinnt, zu verengen. Während aber die Ozeane bis zum Nordpole reichen und dort die Nordküste des Festlandes bespülen, liegt die mittlere südliche Grenze des letzteren bereits am 45. Parallelkreis, also gerade halbwegs zwischen Äquator und Südpol. So reicht Südamerika nur bis zum 56. Parallelkreis, also bis in die Breite von Edinburgh und Kopenhagen, Afrika nur bis etwa zum 35., also bis in die Breite von Kreta und Cypern, Australien (mit Tasmanien) bis etwa zum 44., also bis in die Breite von Florenz. Jedoch erhebt sich innerhalb der rings um den Südpol ausgebreiteten Eismassen eine Inselgruppe oder ein Polarkontinent über den Wasserspiegel.

§ 6. **Gliederung der Kontinentalmassen.** Wie bereits erwähnt, gruppiert sich das Festland zu zwei von einander unabhängigen Kontinentalmassen, einem östlichen und einem westlichen Landkomplex. Letzterer besteht aus Nord- und Südamerika, ersterer aus Europa, Afrika und Asien, denen sich, durch eine Kette von Inseln eng verbunden, Australien anschließt. Diese beiden großen Kontinentalmassen werden in fast rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung, also in ungefähr ost-westlicher Richtung, durch tiefe Buchten, welche Bruchzonen der Erdkruste ihren Ursprung verdanken, eingeschnitten und dadurch in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt. Wird die Landenge von Panama, wie es mit der von Suez geschehen, durchstochen, so würde sich vom Roten und Mittelländischen Meere, dem Caribischen Meere und den Wasserstraßen des ostindischen Archipels nebst den dazwischen liegenden ozeanischen Zonen ein ununterbrochener Gürtel offenen Wassers um die Erde ziehen. Infolge dieser Einkerbung zerfällt die Westfeste als Doppelkontinent in Nord- und Südamerika, ebenso wie die Ostfeste in Europa-Asien und einerseits Afrika, andererseits Australien.

§ 7. **Inseln.***) Die zahlreichen Inseln, welche sich in nächster Nähe des Festlandes über den Spiegel des Ozeanes erheben (die Gestade-Inseln), sind als randlich losgetrennte Glieder der Kontinente zu betrachten, von denen sie nur durch verhältnismäßig seichte Wasser getrennt sind, so dass sie infolge einer Niveauveränderung von einigen hundert Fußen

*) O. Peschel. Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde. Leipzig 1870. S. 24. Spezielleres in F. G. Hahn, Insel-Studien. Leipzig 1883.

wieder mit dem Festlande vereinigt sein würden. So gehören Schottland, England und die dänischen Inseln dem europäischen, Japan und der größte Teil der ostindischen Inseln dem asiatischen, Tasmanien, Neu-Guinea und Celebes dem australischen, Vancouver, Neufundland und das Feuerland dem amerikanischen Kontinentalsockel an, und erst seewärts von ihnen stürzt sich der Meeresboden steil zu dem eigentlichen ozeanischen Becken ab, beginnt also erst der Ozean.

Die Lostrennung der Gestadeinseln vom Festlande ist entweder durch den zerstörenden Einfluss der Gewässer, sowie überhaupt der Atmosphärilien (z. B. bei den Schären-Inseln), oder zugleich durch örtliche Senkung und teilweise Überschwemmung der Kontinente geschehen. Die Merkmale dieser Entstehung zeigen sich am deutlichsten bei Großbritannien und Irland. Ein seichter, im Durchschnitte nur 50 m tiefer Meeresarm, die Nordsee und der Kanal, hat sich zwischen sie und das Festland gedrängt. Dies ist, von geologischem Standpunkte aus aufgefasst, erst vor kürzerer Zeit geschehen, da die britischen Inseln alle wilden Gewächse und Tiere des europäischen Festlandes besitzen, soweit sie ihrem Klima zukommen. Eine Wiedervereinigung dieser Inselgruppe mit dem Kontinente durch eine säkulare Hebung würde demnach eine wesentliche Veränderung der Pflanzen- und Tierwelt nicht zur Folge haben. In einem ganz ähnlichen Verhältnisse stehen Borneo, Java und Sumatra zum asiatischen, — Celebes, Neu-Guinea und Tasmanien zum australischen Kontinente, nur hat ihre Lostrennung bereits vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden. Die Grenzscheide der asiatischen von der australischen Gruppe des Archipels zwischen Asien und Australien ist eine über 100 Faden tiefe, unterseeische Kluft, welche sich in nur vier Meilen Breite zwischen Bali und Lombok einerseits und Celebes und Borneo andererseits hindurch zieht. Nordwestlich von ihr sind die Tier- und Pflanzenformen asiatisch, südöstlich viel mehr australisch.

Inselbildungen infolge fjordartiger Küstenzerstückelung treffen wir nur unter hohen Breiten und zwar an den pacifischen Ufern des britischen und des früher russischen Nordamerika, sowie Patagoniens, endlich an der gefransten Küste Grönlands, Norwegens und Schottlands.

Die ozeanischen Inseln stehen zu den Kontinenten in keiner unmittelbaren Beziehung. Es sind entweder stehen gebliebene pfeilerartige Schollen von z. T. kompliziertem geologischen Aufbau innerhalb der ozeanischen Bruch- und Senkungsfelder (Madagaskar, Ceylon, Falklandsinseln, Spitzbergen), oder und zwar bei weitem ihrer Mehrzahl nach jung vulkanische oder koralline Bauwerke. Höchst charakteristisch ist die sehr gewöhnliche Anordnung der Vulkaninseln zu flachen Kurven, welche so gestellt sind, dass ihre Wölbung dem Ozeane, ihre konkave Seite dem Festlande zugewendet ist. Die Aleuten, Kurilen, Liu-Kiu-Inseln, die kleinen Antillen sind treffliche Beispiele der Art. Manche Vulkaninseln weisen jedoch Kerne

oder Partieen sehr alter Gesteinsbildungen (Gneiß, Quarzit, Phyllit, Kalkstein, Granit, Syenit, Diabas) auf (vergl. III. § 7. Vulkaninseln). Für die Koralleninseln ist ihre geringe Meereshöhe und die gleichmäßige Wiederholung ihrer einförmigen Konturen, im Gegensatz zu der oft sehr beträchtlichen Höhe und mannigfaltigen Gliederung der Vulkaninseln, bezeichnend. Während die atlantischen und indischen Meere sehr arm an ozeanischen Inseln sind, besitzt der pacifische Ozean, ganz abgesehen von den Vulkanen-Schnuren in der Nähe der Kontinente, ihrer mehr als 670, deren Gesamtareal jedoch nur wenig größer als 3000 □Meilen ist. Diese zahlreichen Inselchen schwärmen quer durch die Südsee und bilden eine Zone, welche sich von dem indischen Archipel aus in o. s. ö. Richtung über den Äquator hinweg in die südlichen Tropen zieht und den Namen Polynesien mit Recht führt.

§ 8. **Anscheinende Gesetzmäfsigkeit in den Umrissen der Kontinente.** Die allgemeinen Umrisse der Kontinente scheinen einer gewissen Gesetzmäßigkeit zu unterliegen, indem ihre Hauptküstenlinien entweder in nordöstlicher oder in nordwestlicher Richtung verlaufen. Dadurch ist die keilförmige Gestalt der Festlande, ihre nach S gerichtete Zuspitzung bedingt. Die Ostküste Nordamerikas folgt einer nordöstlichen Richtung, in ihrer nördlichen Fortsetzung liegt die Ostküste Grönlands und Spitzbergens, diesen parallel die Westküste Skandinaviens, während die Südküste von Yukatan in ihre südliche Verlängerung fällt. Ihr parallel läuft die fast vollkommen geradlinige Südost-, sowie die Nordwestküste Südamerikas. Der zweiten, also nordwestlichen Hauptrichtung gehört die ganze in flache Kurven gebogene Westküste Nord- und Südamerikas an, ebenso die Nordostküste dieser beiden Kontinente, sowie endlich die Westküste Grönlands und Spitzbergens.

Die keilförmige, durch die nordöstliche und die nordwestliche Richtung ihrer Hauptküsten bedingte Gestalt Nordamerikas wiederholt sich in Afrika so vollkommen, dass sogar die aus- und einspringenden Winkel beider Weltteile einander gegenüber liegen, — ferner in Arabien, in Vorderindien, sowie in dem südöstlichen Teile Asiens, nur ist hier die Gesetzmäßigkeit der Gestaltung dadurch etwas verwischt, dass sich die Südspitze zum größten Teil unter den Meeresspiegel gesenkt hat und nur noch durch ein unterseeisches Plateau, auf welchem Borneo, Java und Sumatra emporsteigen, angedeutet wird. Ganz ähnlich verhält es sich mit Australien. Celebes, Neu-Guinea und Tasmanien stehen zu diesem Kontinente in demselben Verhältnisse, wie England zu Europa, wie Borneo, Java und Sumatra zu Asien, — sie sind die Überbleibsel der im Zustande säkularer Senkung begriffenen Osthälfte des australischen Gesamtkontinentes. Ergänzt man dessen ehemalige, jetzt zum Teil unterseeische Gestalt durch Verlängerung der Küstenlinien Tasmaniens in nordwestlicher und nordöstlicher Richtung,

so ist die Ähnlichkeit derselben mit der des heutigen Afrikas nicht zu verkennen.

Eine Folge des nach N divergierenden Verlaufes der für die Konturen der Kontinente maßgebenden NO- und SW-Linien ist die ungleiche Verteilung von Wasser und Land auf der nördlichen und südlichen Halbkugel, die Anhäufung des Festlandes an dem Nordpol, seine hornförmige Ausspitzung nach S zu und die Ansammlung der Gewässer an dem Südpol.

§ 9. Absolute und relative Höhe des Bodenreliefs. Der Meeresspiegel wird als Vergleichshorizont benutzt, der als Nullpunkt der Skala auf- und abwärts zur Messung und Vergleichung der Hervorragungen und Einsenkungen der Erdrinde dient und nach dem wir somit alle Höhenwerte ermitteln.

Die in einem bestimmten Maße ausgedrückte Höhe irgend eines Punktes über dem Meeresspiegel bezeichnet man als seine absolute Höhe, — abstrahiert man davon, den Ausgangspunkt der Vergleichung in dem Niveau des Meeres zu suchen, vergleicht man vielmehr Höhenpunkte der Erdoberfläche untereinander, so erhält man deren Höhenunterschied oder deren relative Höhe. Da nun aber nur ein Teil der Erdoberfläche über dem Meeresspiegel, ein anderer hingegen unter demselben liegt, bei Höhenmessungen aber beide auf ein und dasselbe Niveau bezogen werden, so bezeichnet man die absolute Höhe der ersteren als +, die der letzteren als —. Die größte absolute Höhe der Erdoberfläche besitzt der Mt. Everest (Gaurisankar) im Himalaya mit + 8840 m, die geringste sicher bekannte absolute Höhe (also die größte Tiefe des Meeres) im Großen Ozeane ist — 8513 m, und endlich der tiefste Punkt des Festlandes, am Toten Meere, — 394 m. Auf dem Festlande beträgt demnach der größte Niveauunterschied 9234 m, eine Höhendifferenz, welche noch immer verschwindend klein ist, wenn sie mit dem Erddurchmesser verglichen wird, welcher über 6 375 000 m beträgt. Man hat deshalb mit Recht die Unebenheiten auf der Oberfläche der Erde, wenn man letztere mit einem Ei verglich, mit den Rauhigkeiten auf der Schale desselben in Parallele gestellt.

Ein wichtiges Element bei Bestimmung der Reliefformen eines Kontinentes oder eines Teiles desselben ist seine mittlere Höhe, d. h. diejenige Höhe, welche er in seiner ganzen Ausdehnung haben würde, wenn seine Masse gleichförmig auf seiner Grundfläche ausgebreitet wäre. Für die europäischen Länder hat Leipoldt*) folgende mittlere Höhen berechnet:

*) G. Leipoldt. Über die mittlere Höhe Europas. Leipzig 1874.

Staaten	Mittlere Höhe in m	Staaten	Mittlere Höhe in m
1. Schweiz	1 299,91	10. Deutsches Reich	213,66
2. Iberische Halbinsel	700,60	11. Russland	167,09
3. Balkan-Halbinsel	579,50	12. Belgien	163,36
4. Österreich	517,87	13. Dänemark exkl. Island	35,20
5. Apennin. Halbinsel	517,17	14. Königr. d. Niederlande exkl. Luxemburg und d. unter dem Meeresniveau geleg. Teile.	9,61
6. Skandinavien	428,10		
7. Frankreich	393,84		
8. Rumänien	282,28		
9. Großbritannien	217,20		

und endlich für ganz Europa 296,838 m. Die mittlere Höhe Asiens wird auf 879, Nordamerikas auf 595, Südamerikas auf 537, Europas auf 292 bis 297, Afrikas auf 602, Australiens auf 362 m und somit die Durchschnittshöhe der Kontinente auf wenig über 646 m geschätzt. Wollte man diese über dem Wasserspiegel befindliche Erdmasse in die Ozeane stürzen, so würde dieselbe, da das vom Meere eingenommene Areal zwei und einhalb mal so groß ist, wie die Oberfläche des Landes, das Meeresbecken $^1/_{2,5}$ von 646, also gegen 260 m hoch ausfüllen. Nimmt man die durchschnittliche Tiefe des Ozeanes zu 3400 m an, so würde 13 bis 14 mal so viel Erdmasse nötig sein, als sich oberhalb des Meeresspiegels befindet, um das Becken der Ozeane auszugleichen.

§ 10. **Der Meeresgrund.** Die Umrisse der eigentlichen ozeanischen Becken fallen nicht immer mit den Küstenlinien der Kontinente zusammen, vielmehr ziehen sich um die meisten der letzteren flache Küstenzonen, welche als unterseeische Fortsetzungen, als vom Meere bedeckte Ränder der Kontinente zu betrachten sind, und denen auch die Gestadeinseln angehören. Oft erst meilenweit von der Küste stürzt der Boden 3000 und mehr Meter tief ab, und erst hier beginnt das eigentliche Meeresbecken. So erstreckt sich z. B. die Ostküste von Nordamerika, namentlich von New Jersey, unterhalb des Meeresspiegels noch etwa 16 Meilen weit hinaus und senkt sich auf dieser ganzen Entfernung nur 200 m, also nicht mehr als 1 m auf 590; erst dann stürzt sich der Meeresgrund in die Tiefe.

Unsere gegenwärtigen Kenntnisse vom Relief des Meeresgrundes und seiner Niveauverschiedenheiten verdanken wir vorzüglich den Seeexpeditionen der deutschen Gazelle, des englischen Challenger und der amerikanischen Tuscarora.

Das Becken des atlantischen Ozeanes. Durch die Mitte der ganzen Längenausdehnung des atlantischen Ozeanes zieht sich von N nach S eine Kette von unterseeischen Bergrücken, deren Tiefe unter der Oberfläche 1800 bis 3600 m beträgt, und von welcher aus sich eine Anzahl vulkanischer Inseln über den Meeresspiegel erhebt (Tristan, St. Helena, Ascension, Azoren). Von ihr aus zweigt sich in ungefähr 10° N. Br. ein unter-

seeischer Höhenzug in westlicher Richtung nach der Küste von Südamerika ab. Durch diese Bodenerhebungen wird der atlantische Ozean zunächst in 3 Hauptbecken mit Tiefen von über 6000 m geteilt, welche dann weiter in einzelne »Tiefen«, »Rinnen« und »Kessel« gegliedert sind: ein östliches Längenthal vom Ausgange des englischen Kanales bis nahe zum Kap der guten Hoffnung mit der »östlichen Azoren-Rinne«, dem »Capverdischen und dem westafrikanischen Becken«, — ein nordwestliches Hauptbecken zwischen Azoren, Antillen und der Ostküste Nordamerikas« mit der »westindischen Tiefe«, der »westlichen Azoren-Rinne«, dem »nordatlantischen Kessel« und dem »Labrador-Becken«, und endlich das brasilianische Hauptbecken zwischen der Ostküste Südamerikas und dem axialen südatlantischen Rücken.

Das Becken des stillen Ozeanes senkt sich von der Küste Nordamerikas steil bis zu Tiefen von über 5000 m, um endlich dicht an der Küste von Japan 8000 m zu erreichen. Im Gegensatze zu dem gleichförmigen Boden dieses Teiles des stillen Ozeanes wechseln etwas weiter südlich an der asiatischen Seite eine Anzahl Bodenerhebungen und Vertiefungen mit einander ab. Von diesem nördlichen Teile des pacifischen Ozeanes wird der südliche durch ein submarines Plateau getrennt, welches sich von den Freundschaftsinseln bis nach Patagonien erstreckt. Charakteristisch für denselben sind durch unterseeische ringförmig geschlossene Höhenzüge abgesperrte Wasserbecken (z. B. Sulu See, Celebes See).

Das Becken des indischen Ozeanes besitzt zwischen dem Meridiane des Kaps der guten Hoffnung, Java und West-Australien eine mittlere Tiefe von 3500 bis 4500 m, und wird weiter nach S. zu von einem unterseeischen Plateau (2750 m) abgegrenzt.

Das Becken des südlichen Polarmeeres erreicht kaum größere Tiefen als 4000 m, — das des nördlichen Polarmeeres hingegen zwischen Grönland, Island, Norwegen und dem »isländischen Plateau« eine solche von 4850 m (Eismeertiefe), während sein Boden an der amerikanischen und asiatischen Seite flacher ist, indem er die submarine Fortsetzung der ausgedehnten Ebenen jener beiden Kontinente vorstellt.

Die größten, bis jetzt geloteten Meerestiefen belaufen sich auf 8341 m im nördlichen atlantischen Ozeane (19° 41′ N. Br. und 66° 24′ W. L.) und auf 8513 m im nördlichen stillen Ozeane (44° 55′ N. Br. und 152° 26′ Ö. L.). Die mittlere Tiefe sämtlicher Weltmeere wird von Krümmel auf 3438 m geschätzt.*)

Auch auf dem Meeresboden wechseln Höhen und Tiefen miteinander ab, nur fehlen alle die Unebenheiten, welche die zerstörende Kraft der

*) Vergl. O. Krümmel. Versuch einer vergl. Morphologie der Meeresräume. 1879. S. 16. — v. Boguslawski. Handbuch d. Ozeanographie. Stuttgart 1874 und Die Tiefsee. Berlin 1879.

Atmosphärilien und fließenden Gewässer im Laufe der Zeit auf der Erdoberfläche aus dem früher nur wenig gegliederten Ganzen herausgearbeitet hat. Es besitzt vielmehr der Meeresgrund eine einförmige, flachwellige Oberfläche, welche sich in sanften Terrassen hebt oder senkt und von allmählichen Bodenanschwellungen oder beckenförmigen Einsenkungen unterbrochen wird.

Man hat den Meeresgrund als gesunkene Teile der Erdkruste zu betrachten, während die Kontinente ihr ehemaliges Niveau beibehalten oder sich noch über dasselbe gehoben haben. Um eine Vorstellung von der Konfiguration der eigentlichen Erdoberfläche zu bekommen, muss man sich dieselbe ganz ohne Wasser denken, dann würden sich die Kontinente als steil geböschte, gewaltige Plateaus inmitten des fast dreimal so weit ausgedehnten welligen Tieflandes im Durchschnitte 3400 m hoch emporheben. Vom niedrigsten Punkte dieses letzteren, des Meeresgrundes, bis zu dem Kontinentalplateau würde man über 8,5 km Vertikalhöhe, und von diesem bis zu den ihm aufgesetzten höchsten Gebirgsgipfeln von neuem etwa 8,8 km zu steigen haben.

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

Litteratur:

1) F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. Bonn 1866. 2 Bände.
2) F. Zirkel. Die mikroskop. Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873.
3) H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie I) der petrographisch wichtigen Mineralien, Stuttgart 1873, 2. Aufl. 1885; II) der massigen Gesteine, Stuttgart 1887. — Ders. Hilfstabellen z. mikrosk. Mineralbestimmung in Gesteinen. Stuttgart 1888.
4) J. Roth. Allgem. und chem. Geologie, B. II. Petrographie. 1883 u. 85.
5) J. Roth. Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischen Erläuterungen. Berlin 1861.
6) J. Roth. Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Abh. d. k. Akad. der Wiss. Berlin 1869; 1873; 1879; 1884.
7) E. Kalkowsky. Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886.
8) E. Hussak. Anleit. z. Bestimmen der gesteinsbild. Mineralien. Leipzig 1885.
9) F. Fouqué et A. Michel-Lévy. Minéralogie micrographique, roches éruptives françaises. Paris 1879.
10) Mineralogische und petrographische Mittheilungen, früher herausgegeben von G. Tschermak, jetzt von F. Becke. Wien.
11) E. Cohen. Sammlung von Mikrophotographien z. Veranschaulichung d. mikrosk. Struktur von Mineralien und Gesteinen. Stuttgart. Erscheinen seit 1880.

In den sub 1), 2), 3), 4) und 9) genannten Werken finden sich vollständige Nachweise der bis dahin erschienenen petrographischen Litteratur.

a. Allgemeines.

§ 1. **Aufgabe der Petrographie.** Die Petrographie lehrt uns die Gesteine als das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, kennen.

Die Gesteine, Felsarten oder Gebirgsarten sind gesetzmäßige Aggregate von Individuen einer oder mehrerer Mineralspezies, welche in Form großer Massen am Aufbau der Erdkruste teilnehmen. Die Aufgabe der Petrographie ist es, diese Gesteine in die sie zusammensetzenden Mineralspezies zu gliedern, sowie die Art und Weise des Zusammentretens derselben, also ihre Strukturverhältnisse, zu untersuchen und ihre Aggregationsgesetze zu ergründen.

Die Ermittelung der Entstehung und Umbildung der Gesteine muss einem späteren Abschnitte (der petrogenetischen Geologie) überlassen bleiben, um vorher Gelegenheit zur Kenntnisnahme der bei diesen Prozessen thätig gewesenen Kräfte zu geben.

§ 2. **Wesentliche Bestandteile der Gesteine.** Eine der Aufgaben der Petrographie ist die Ermittelung der Bestandteile der Gesteine oder der Gesteinselemente. Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines Gesteins bedingen, indem sie zu seiner Konstituierung erforderlich sind, werden wesentliche Bestandteile oder Hauptgemengteile genannt. Granit besteht aus Quarz, Feldspat und Glimmer; keines dieser Mineralien darf dem genannten Gesteine fehlen oder durch ein anderes vertreten werden, ohne dass dieses seinen Charakter als Granit verliert. Entzieht man dem Granit den Feldspat, so wird er zum Greisen, tritt für Glimmer Hornblende ein und der Quarz zurück, so entsteht Syenit. Quarz, Feldspat und Glimmer sind demnach die wesentlichen Bestandteile des Granites, ohne welche man sich Granit nicht zu denken vermag: fehlt einer derselben, so verliert das Gestein den Charakter eines normalen Granites.

Man kennt bereits gegen 700 Mineralspezies und sollte demnach eine außerordentlich große Verschiedenheit und eine sehr bedeutende Zahl der von ihnen zusammengesetzten Gesteinsarten erwarten. Es ist jedoch die Zahl derjenigen Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine nehmen, verhältnismäßig sehr beschränkt. Als die wichtigsten derselben sind vorläufig folgende zu nennen.

Eis (z. B. als Material der Gletscher).

Dolomitspat, Kalkspat, Anhydrit, Gyps, Steinsalz.

Quarz (als Quarzit, Sandstein, Gemengteil von Granit, Gneiß, Quarzporphyr u. v. a.).

Orthoklas (als Hauptgemengteil des Granites, Gneißes, gewisser Porphyre und Syenite).

Sanidin (in den Trachyten).

Mikroklin und Albit (in Gneißen, Graniten, Phylliten)
Oligoklas (meist neben Orthoklas, auch ohne ihn, z. B. im Gneiß, Granit, Porphyrit)
Labrador (als Gemengteil des Diabas, Gabbro, Hypersthenit)
Anorthit (im Diorit, Gabbro, Basalt)
Kali-Natronfeldspat, Natronorthoklas (in jüngeren Eruptivgesteinen)
} Plagioklas.

Nephelin, Melilith und Leucit (im Basalt, Nephelinsyenit).

Augit (hauptsächlichster Bestandteil der Diabase, Melaphyre, Basalte).

Diallag, Hypersthen, Bronzit, Enstatit (im Gabbro, Andesit).

Hornblende (im Syenit, Diorit, Hornblendefels).

Muscovit (namentlich im Glimmerschiefer und Gneiß).

Biotit (namentlich in gewissen Graniten und Gneißen).

Serpentin, Talk, Chlorit.

Granat (im Eklogit, Granatfels, Granulit).

Branneisenstein, Roteisenstein, Magneteisenstein, für sich wichtige Lagerstätten bildend.

Graphit, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle.

§ 3. **Zufällige Bestandteile der Gesteine.** Von den Bestandteilen, auf deren Zusammentreten die Natur einer Gesteinsart beruht, also von den Hauptbestandteilen, sind die zufälligen oder accessorischen Gemengteile (Nebengemengteile) der Gesteine zu unterscheiden, welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung der letzteren gehören, bald vollständig fehlen, bald jedoch in einer der Regelmäßigkeit sich nähernden Häufigkeit in dem Gestein eingesprengt vorkommen, und zum Teil sogar charakteristisch für gewisse Gesteinsarten sind. So kommt z. B. in vielen Graniten Turmalin, in manchen Kalksteinen Zirkon, in fast allen Glimmerschiefern Granat vor, für die Basalte ist das Auftreten von Olivin sogar charakteristisch, und dennoch ist das Wesen der genannten Gesteine nicht an diese zufälligen Gemengteile gebunden. Granit, Kalkstein, Glimmerschiefer und Basalt werden ihre Berechtigung zu diesem Namen nicht verlieren, auch wenn man ihnen ihre Turmalin-, Zirkon-, Granat- und Olivin-Einsprenglinge entziehen könnte.

Oft zeichnen sich diese eingesprengten accessorischen Bestandteile durch allseitige Ausbildung ihrer Krystallform aus. Als die wichtigsten derselben dürften anzuführen sein:

Boracit im Gyps.

Cyanit im Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Granulit.

Staurolith im Glimmerschiefer.

Granat im Gneiß, Glimmerschiefer, Chloritschiefer.

Zirkon im Granit und in vielen krystallinischen Schiefern.

Perowskit, Hauyn in jüngeren Eruptivgesteinen.

Olivin im Basalt, Melaphyr, Gabbro.

Titanit im Syenit, Granit, Diorit, Gneiß, krystallinischen Kalkstein, Phonolith.

Magnetkies im Diorit, Serpentin u. s. w.

Schwefelkies, z. B. in den krystallinischen und klastischen Schiefern, im Diabas, im Thon, in der Kohle u. s. w.

Magneteisen im Chloritschiefer, Talkschiefer u. a.

§ 4. **Accessorische Bestandmassen.** Innerhalb vieler Gesteine treten, ähnlich wie die beschriebenen accessorischen Mineralindividuen, Einschlüsse von förmlichen Mineralaggregaten auf, welche in ihrer Zusammensetznng von der Gesteinsmasse abweichen, nur eine untergeordnete Wichtigkeit besitzen und als zufällige Erscheinungen zu betrachten sind. Man bezeichnet

dieselben als accessorische Bestandmassen und führt dieselben am zweckmäßigsten nach ihrer Entstehungsweise auf zwei Hauptformen zurück, welche man als Konkretionen und Sekretionen unterscheiden kann.

Die Konkretionen haben sich innerhalb der Gesteinsmasse durch Konzentration einer oder mehrerer vom Gesteine verschiedener Mineralsubstanzen nach einem Punkte ausgebildet. Das Innere einer Konkretion ist deshalb zuerst, das Äußere zuletzt entstanden. Nach ihrer äußeren Form lassen sich unterscheiden: Krystallgruppen (Gyps im Thon); kugelige Konkretionen von radialstrahligem Bau (Schwefelkies im Schieferthon); traubige, knollige und plattenförmige Konkretionen. Zu letzteren gehören die Feuersteinknollen in der Schreibkreide. Linsenförmige Konkretionen werden Septarien genannt, wenn dieselben von zum Teil radialen Spalten durchzogen werden, welche gewöhnlich von Kalkspat, Eisenspat oder Braunspat ausgefüllt sind und häufig ein förmliches Netz von sich verzweigenden Adern im Inneren der Konkretionen bilden (Fig. 1). Die knollig traubig, oft sehr grotesk gestalteten, mergeligen Konkretionen des Löß werden als Lößpuppen, Lößkindel oder Lößmännchen bezeichnet. Ihnen stehen die Marleker Norwegens nahe. Es sind rundlich, ellipsoidisch oder unregelmäßig knollig geformte harte Mergelnieren, welche den postglazialen Thonen Norwegens eingelagert sind und nicht selten die vollständigen Reste von Fischen und Mollusken enthalten, deren Form sie dann in ihren allgemeinen Konturen nachahmen. Eigentümliche Formen sind die Tutenmergel, spitze, tutenförmig ineinander steckende Kegel mergeligen Kalksteines mit quergerunzelter Oberfläche, welche, dicht neben einander stehend, mehrere Zoll mächtige Platten zusammensetzen.

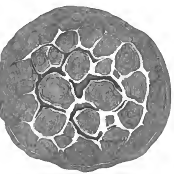


Fig. 1. Querschnitt einer Septarie.

Die Sekretionen bilden sich immer innerhalb präexistierender Spalten oder Blasenräume und zwar infolge einer Infiltration von Mineralsolution, aus welcher Mineralabsätze, von der Wandung aus nach dem Inneren zu fortschreitend, vor sich gingen. Es findet also mit Bezug auf die einzelnen Teile der Sekretionen gerade das umgekehrte Altersverhältnis statt, wie bei den Konkretionen, wo das Innere zuerst gebildet wurde. Die Sekretionsbildungen gelangten nicht immer bis zur vollständigen Ausfüllung der Hohlräume, so dass ein Teil derselben offen geblieben ist; in diesem Falle besteht die Sekretion aus einer mehr oder weniger dicken Kruste, welche die Innenwand des Hohlraumes überzieht, und deren freie Krystall-

spitzen nach innen ragen (Drusen). Veränderte die infiltrierte Lösung ihren Mineralgehalt, so setzten sich die verschiedenartigen Bildungen meist in oft außerordentlich zarten konzentrischen Lagen ab. Die Wege, welche die infiltrierte Flüssigkeit genommen hat, die Infiltrationskanäle, sind häufig nachzuweisen. Die gewöhnlichsten als Sekretionsmassen auftretenden Mineralien sind Quarz, Amethyst, Chalcedon, Kalkspat, Braunspat, Zeolithe, Delessit.

Nach der Gestalt des Hohlraumes, welcher die erste Veranlassung zur Sekretionsbildung gab, unterscheidet man: Mandeln oder Geoden, Mineralsekretionen innerhalb kugel-, birn- oder mandelförmiger Blasenräume in gewissen, einst glutflüssigen Gesteinen, z. B. Melaphyr und Basalt; Trümer oder Adern, Mineralsekretionen innerhalb präexistierender Spalträume; Nester, solche innerhalb ganz unregelmäßig geformter Hohlräume. Mit diesen accessorischen Bestandmassen dürfen die Einschlüsse fremder Gesteinsarten nicht verwechselt werden. Es sind dies Fragmente älterer Gesteine, welche bei der Bildung einer neuen Felsart von dieser eingeschlossen wurden.

§ 5. **Makrostruktur der Gesteine.** Durch Ermittelung der Gesteinselemente allein ist ein Gestein noch nicht genügend bestimmt. Aus Quarz, Feldspat und Glimmer besteht Granit, Gneiß und Quarzporphyr, aus Kalkspatindividuen der Marmor und der dichte Kalkstein, beide in ihrem Äußeren so weit verschieden. Die nächste Aufgabe der Petrographie muss demnach darauf gerichtet sein, noch andere charakteristische Merkmale zur Bestimmung herbeizuziehen. Die Verschiedenheit der Gesteinstruktur liefert solche.

Unter Struktur (Textur) der Gesteine versteht man ihr durch Form, Größe, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandteile hervorgebrachtes inneres Gefüge.

Eine tief eingreifende Verschiedenheit der Gesteine beruht darauf, ob deren Bestandteile entweder als verwachsene krystallinische Individuen oder als verkittete Bruchstücke älterer Gesteine erscheinen. Die einen nennt man krystallinische, die anderen klastische oder Trümmergesteine; als Typen der ersteren mögen Granit, Porphyr und Marmor, als solche der letzteren Konglomerate, Sandsteine und lose Geröllmassen dienen. In der Art und Weise, wie die krystallinischen oder klastischen Bestandteile der Gesteine zu einem Ganzen zusammentreten, machen sich wiederum die mannigfachsten Modifikationen und dadurch die wechselndsten Gesteinscharaktere geltend. Die Struktur der **krystallinischen** Gesteine kann nämlich sein:

körnig, wenn mit bloßem Auge unterscheidbare krystallinische Körner und Blätter nach allen möglichen Richtungen mit und durch einander verwachsen sind, ohne irgend eine bestimmte Anordnung erkennen zu lassen.

Nach der Größe des Kornes unterscheidet man: gleich- und ungleich-, groß-, grob-, klein- und feinkörnig (z. B. Granit, Marmor);

dicht, wenn die Gesteinselemente mit bloßem Auge oder mit der Lupe nicht mehr erkennbar sind; erst unter dem Mikroskop tritt die Zusammensetzung des Gesteines hervor (z. B. dichter Kalkstein). Im Gegensatze zu diesen krystallinisch-dichten Aggregaten nennt man glasartige, auch bei starker Vergrößerung gleichartig erscheinende Gesteine homogen. Sehr feinkörniges bis dichtes Gefüge mancher Eruptivgesteine bezeichnet man als aphanitisch;

schuppig, wenn die Gesteine wenigstens zum größten Teile aus Schüppchen und Blättchen bestehen, welche eine Andeutung von paralleler Anordnung erkennen lassen (z. B. Chloritschiefer);

flaserig, wenn linsenförmige, körnige Mineralaggregate mit dünnen Lagen von schuppiger Zusammensetzung abwechseln in der Weise, dass sich letztere an die linsenförmigen Kerne anschmiegen (z. B. Gneiß);

schieferig und blätterig, wenn die Gemengteile nach irgend einer bestimmten Fläche parallel angeordnet sind, wodurch das Gestein in lauter dünne Lagen zerfällt, welche in noch dünnere Lamellen spaltbar sind (z. B. Thonschiefer, Papierkohle);

faserig, wenn das Gestein aus lauter faserigen oder dünnstengeligen Mineralindividuen besteht, welche zuweilen vollkommen parallel neben einander stehen (z. B. Gyps, Faserkalk);

gestreckt, wenn alle oder einzelne Mineralindividuen der Gesteinsart nach einer gewissen Richtung geordnet, gerichtet oder in die Länge gezogen sind. In manchen Syeniten sind die Hornblendesäulen, in vielen Trachyten die säulenförmigen Sanidinkrystalle, in gewissen Laven die langgezogenen Blasenräume mit ihren längsten Achsen parallel gelagert. Streckungsvorgänge an bereits festen Gesteinen führen zu stengeliger Struktur, an zähflüssigen Eruptivgesteinen zur Mikrofluktuationsstruktur, welche darin besteht, dass in einer anscheinend homogenen, glasartigen Masse vulkanischen Ursprunges unzählige mikroskopische, nadel- und leistenförmige Kryställchen (Mikrolithe) stromartig in paralleler Richtung, entsprechend der Bewegung der einst glutflüssigen Masse, ausgeschieden liegen (z. B. im Obsidian, Basalt, Phonolith, Porphyr);

porphyrisch, wenn in einer dichten oder feinkörnigen Grundmasse auffallend größere, krystallographisch begrenzte Mineralindividuen ausgeschieden sind (Quarzporphyr, Trachyt);

oolithisch, wenn das Gestein aus lauter kleinen kugeligen Konkretionen besteht, welche eine konzentrisch-schalige oder radial-faserige Struktur besitzen (z. B. oolithischer Kalkstein der Juraformation, Rogenstein der Trias, Erbsenstein von Karlsbad);

sphärolithisch, wenn als Bestandteile der Gesteinsmasse radial-

faserige Kügelchen z. T. von mikroskopischer Kleinheit auftreten. In den sehr kleinen runden mikroskopischen Sphärolithen pflegen die Fäserchen vollkommen radial gruppiert zu sein, bei größeren bilden sie von einzelnen Punkten ausstrahlende längere oder kürzere Büschel. Zwischen gekreuzten Nikols zeigen sie bei regelmäßigem Aufbau im Dünnschliffe ein dunkles Kreuz, dessen Balken nach der Peripherie zu sich verbreitern (Pechstein, Obsidian);

lagenförmig oder gebändert, wenn das Gestein aus wiederholt mit einander abwechselnden parallelen Lagen von verschiedenartigem oder verschieden gefärbtem Materiale besteht (z. B. Hälleflinta, Bandjaspis);

porös, zellig, kavernös, wenn das Gestein kleine, größere oder sehr große, unregelmäßig gestaltete Hohlräume enthält, welche durch Auslaugung einzelner Gemengteile entstanden sind (z. B. Rauchwacke des Zechsteines);

blasig und schlackig, wenn ein aus glutflüssigem Zustande erstarrtes Gestein rundliche Blasenräume enthält (z. B. manche Laven, Bimsstein);

mandelsteinartig oder amygdaloidisch, wenn solche Blasenräume gänzlich oder zum Teil mit fremdartiger Mineralsubstanz (Calcit, Delessit, Quarz, Chalcedon) ausgefüllt sind (z. B. Melaphyrmandelstein).

Die **Trümmergesteine** bezeichnet man nach Größe und Form der sie zusammensetzenden Gesteinsfragmente als

Breccien, wenn das Gestein aus größeren scharfkantigen Bruchstücken besteht (z. B. Porphyrbreccien, Quarzbrockenfels);

Konglomerate (Psephite), wenn das Gestein aus größeren abgerundeten Rollstücken besteht (z. B. Rotliegendes Konglomerat);

Sandsteine (Psammite), wenn das Gestein aus runden oder eckigen Gesteinsfragmenten besteht, deren Größe zwischen Stecknadelknopf- bis Erbsengröße schwankt (z. B. Quadersandstein).

Schlamm- oder Thongesteine (Pelite), wenn das Gestein ein erdiges, homogenes Ansehen hat, wenn es also aus feinstem Mineralstaub besteht (z. B. Thon, Kaolin);

lose Accumulate, wenn Gesteinsbruchstücke lose auf einander gehäuft sind, ohne durch ein jüngeres Cement verbunden zu sein (z. B. Kies, Sand).

Ein Strukturverhältnis, welches viele krystallinische und alle klastischen Gesteine aufzuweisen haben, ist das der **Schichtung**.

Geschichtet nennt man ein Gestein, wenn es in einer Aufeinanderfolge (System, Komplex) von plattenförmigen Massen (Schichten, Bänken) auftritt, welche letztere durch parallele Flächen (Schichtungsflächen) begrenzt werden und bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe

Dicke (Mächtigkeit) besitzen. Ist in einem Gesteine ein derartiges Strukturverhältnis nicht ausgesprochen, so bezeichnet man es als massig.

§ 6. **Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien.** Bei körnigen Gesteinen, deren Gemengteile deutlich von einander zu unterscheiden, also makroskopisch sind, stellen sich bei genügenden mineralogischen Vorkenntnissen der Bestimmung der mineralischen Natur der letzteren keine besonderen Schwierigkeiten in den Weg. Haben sich auch die Mineralindividuen durch ihr Zusammengedrängtsein, durch ihre gegenseitige Verwachsung gewöhnlich in ihrer Ausbildung zu vollkommenen Krystallen gehindert, so sind doch in der Spaltbarkeit, Härte und Farbe der Gesteinselemente, ihrem spezifischen Gewichte, Glanze und chemischen Verhalten noch genügende Merkmale gegeben, um ihre mineralische Natur zu kennzeichnen.

Der gewöhnliche Weg, den man früher zur Trennung der Bestandteile feinkörniger Gesteine behufs deren Untersuchung anzuwenden pflegte, bestand in der Pulverisierung des Gesteines und Sonderung der verschieden schweren Gemengteile durch Schlämmung. Neuerdings hat diese an sich unvollkommene Methode, die Gesteinsbestandteile nach ihrem spezifischen Gewichte zu trennen, eine sehr exakte Form angenommen, indem man die Trennung nicht mehr mit Hilfe von Wasser vornimmt, sondern spezifisch schwere Flüssigkeiten anwendet. Als solche haben sich bewährt die Thoulet'sche Flüssigkeit, eine Auflösung von Jodquecksilber in konzentrierter Jodkaliumlösung, welche ein spezifisches Gewicht bis zu 3,19 zu erreichen vermag, die Klein'sche Flüssigkeit, ein borowolframsaures Kadmiumsalz, welches bei stärkster Konzentration ein spezifisches Gewicht von 3,3 besitzt. Die von Rohrbach vorgeschlagene Lösung von Baryum-Quecksilberjodid erreicht sogar ein solches von 3,588. Ein vorzügliches Mittel bieten namentlich die beiden ersteren, sich mit Wasser leicht mischenden und daher auf jedes spezifische Gewicht zwischen 1—3,3 schnell einstellbaren Flüssigkeiten, um das spezifische Gewicht mancher 3,3 nicht überschreitender Gesteinsbestandteile zu bestimmen, wo es nicht möglich ist, hinreichend große Quantitäten für Wägungen im Pyknometer zu beschaffen. Man bringt ein oder besser mehrere mit großer Sorgfalt rein ausgesuchte und durch Kochen im Wasser von Luft möglichst befreite Mineralkörnchen in die ganz konzentrierte Flüssigkeit und verdünnt so lange unter sorgfältigem Umrühren mit Wasser, bis dieselben schweben; dann besitzt die Flüssigkeit das spezifische Gewicht des Minerales, und man hat nur nötig, ein bestimmtes Quantum derselben in einem tarierten Kölbchen (von 25 ccm Inhalt) abzuwägen und das Gewicht der Flüssigkeit durch 25 zu dividieren. Die gefundene Zahl giebt das Gewicht von 1 ccm Flüssigkeit gleich dem spezifischen Gewicht des Minerales. Für gleiche Zwecke ist von R. Brauns

das Methylenjodid eingeführt worden, welches das Kadmiumsalz an Dichte erreicht, aber noch dünnflüssiger und mit Benzol sehr leicht mischbar ist.

Mit Erfolg wird auch zum Zwecke der Isolierung der Gesteinsgemengteile der Elektromagnet angewandt. Indem man die Stromstärke verschieden abändert, gelingt es, die eisenhaltigen von den eisenfreien Gesteinselementen zu trennen.

Oft ist es angezeigt, das spezifische Gewicht des Gesteins selbst zu ermitteln, woraus sich nicht selten sichere Schlüsse auf dessen mineralogische Zusammensetzung ziehen lassen. So können z. B. Gesteine, welche ein geringeres spezifisches Gewicht besitzen als der Labrador, nie bloß Gemenge von Labrador und Augit sein, denn da das spezifische Gewicht des Augites größer ist als das des Labradores, so kann sich das spezifische Gewicht der Labrador-Augitgesteine nur in den Grenzen zwischen dem dieser beiden Mineralien bewegen. Gemengte Silikatgesteine besitzen ein um so höheres spezifisches Gewicht, je geringer der Gehalt an Kieselsäure und je größer der an Basen ist. — Auch die Prüfung der Härte dichter Gesteine erlaubt zuweilen Schlüsse auf deren mineralische Konstitution, z. B. auf die Abwesenheit oder Gegenwart von freier Kieselsäure.

Ein empfehlenswertes Verfahren, wodurch nachgewiesen werden kann, ob mikrokrystallinische Gemengteile eines Gesteines in Säuren löslich sind oder nicht, besteht darin, dass man das betreffende Gestein zu einem nicht zu groben Pulver reibt, in welchem man mit dem Mikroskope die einzelnen Körner nach Farbe, Polarisationsverhalten u. s. w. zu unterscheiden im Stande ist. Ein anderer Teil des Pulvers wird mit Salzsäure gekocht und dann gut ausgewaschen. Vergleicht man die so behandelte Pulvermenge mit der in ursprünglichem Zustande befindlichen, so ergiebt sich durch das Verschwundensein irgend eines Mineralelementes dessen Auflöslichkeit oder Zersetzbarkeit. Noch ratsamer ist es, mikroskopische Präparate, also Dünnschliffe, auf diese Weise zu behandeln.

Die chemische Untersuchung der Gesteine wird hauptsächlich durch Bauschanalysen bewerkstelligt. Zwar wird durch sie nur die allgemeine chemische Zusammensetzung eines Gesteines ermittelt, doch ist es oft möglich aus derselben Schlüsse auf die Natur der dasselbe konstituierenden Mineralien abzuleiten. So müssten, um einige Beispiele anzuführen, gemengte Orthoklasgesteine, deren Kieselgehalt mehr als 66 Prozent beträgt, notwendigerweise Quarz enthalten; — ein Hornblende-Orthoklasgestein, dessen Kieselsäuregehalt dem des Orthoklases gleichkommt, enthält ebenfalls freie Kieselsäure, da der Kieselsäuregehalt der Hornblende bei weitem geringer ist, als der des Orthoklases; — in einem Orthoklas und Oligoklas haltenden Gesteine lässt sich aus dem Verhältnisse des Kali und Natron auf das Vorherrschen des einen oder anderen Feldspates schließen. Durch

geschickte Interpretation der Bauschanalysen ist es zuweilen sogar möglich, das Mengungsverhältnis der Mineralelemente eines Gesteines wenigstens annähernd mit um so größerer Wahrscheinlichkeit zu ermitteln, je weniger Gemengteile man zu berücksichtigen hat. Der Wert der Bauschanalyse wird bedeutend erhöht, wenn es mit Hilfe obiger Isoliermethoden gelingt, den einen oder andern der Gesteinsbestandteile einer gesonderten Analyse zu unterwerfen. Endlich pflegt man, wenn das Gestein sich aus in Säuren leicht zersetzbaren und darin unlöslichen Silikaten aufbaut, eine doppelte Analyse, des zersetzbaren und des nicht zersetzbaren Anteiles vorzunehmen.

Häufig ist man nicht in der Lage, eine zeitraubende chemische Analyse zu veranstalten. In diesem Falle leisten mikrochemische Reaktionen vorzügliche Dienste. Das Prinzip derselben besteht darin, mit Hilfe geeigneter Aufschlussmittel (für Silikate Kieselflusssäure) und z. T. nach Zusatz bestimmter Reagentien charakteristische Krystallisationen hervorzurufen. So lässt sich z. B. ein minimales Körnchen von Kalifeldspat mikrochemisch sicher von einem Natronfeldspat unterscheiden, wenn man die Mineralproben auf einen durch eine erhärtete dünne Kanadabalsamschicht geschützten Objektträger bringt, mit je einem Tropfen chemisch reiner verdünnter Kieselflusssäure betupft, und die Präparate der freiwilligen Verdunstung überlässt. In dem einen Falle haben sich zahlreiche tesserale Kryställchen von Kieselfluorkalium, in dem andern scharfe hexagonale Prismen von Kieselfluornatrium gebildet.

Eine bedeutende Erleichterung in der Bestimmung der Gemengteile mancher dichter Gesteine gewährt die nicht seltene Erscheinung, dass dichte Varietäten, wenn auch oft erst in bedeutenderen Entfernungen, allmählich in deutlich körnige übergehen oder wenigstens stellenweise einzelne ihrer Gemengteile in größeren Individuen ausgeschieden enthalten. Auch die Verwitterung der Gesteinsoberflächen giebt mancherlei Aufschluss über die Zusammensetzung der Gesteine, weil deren verschiedenartige Gemengteile von der Verwitterung verschieden stark angegriffen werden. Auf derartige Verhältnisse muss deshalb bereits bei Untersuchung der anstehenden Gesteinsmasse Rücksicht genommen werden.

Schwieriger gestalten sich die Verhältnisse bei dichten Gesteinsarten, deren Bestandteile das unbewaffnete Auge nicht mehr zu unterscheiden vermag. Das nächstliegende Hilfsmittel ist die Lupe, und wenn sich auch diese als ungenügend erweist, das **Mikroskop.** Letzteres Instrument ist seit den hochwichtigen Resultaten, wie sie zuerst und vorzüglich von Sorby, Vogelsang, Zirkel und Rosenbusch erzielt worden sind, eines der unentbehrlichsten Hilfsmittel der Gesteinsuntersuchung, und die mikroskopische Gesteinsanalyse eine vielversprechende Disziplin der geologischen Wissenschaft geworden.

Bereits hat sich die Mikrostruktur der Gesteine und der sie bildenden

Mineralien als ungeahnt kompliziert und abwechslungsreich erwiesen; bisher für selten gehaltene Mineralien fanden sich, wenn auch in mikroskopischer Kleinheit, allgemein verbreitet und scheinbar homogene Gesteine lösten sich unter dem Mikroskope in Aggregate der verschiedenartigsten Gemengteile auf, — kurz unsere Anschauungen über die Struktur und Zusammensetzung vieler Gesteine und über die Rolle, welche gewisse Mineralien als Gesteinselemente spielen, haben sich vollkommen geändert.

Als Aufgabe der Gesteinsmikroskopie ergiebt sich nach obigem erstens die Ermittelung der mit bloßem Auge oft nicht erkennbaren Gesteinsbestandteile, zweitens die Beobachtung des Baues, also der anatomischen Strukturverhältnisse dieser letzteren, drittens die Feststellung der Struktur der Gesteinsmasse selbst.

Die Gesteinmikroskopie besteht darin, dass Dünnschliffe, d. h. so dünn geschliffene Gesteinsplättchen, dass sie stark durchscheinend oder durchsichtig geworden sind, bei durchfallendem Lichte und mit Anwendung polarisierten Lichtes der mikroskopischen Untersuchung unterworfen werden.

Bezüglich der Methoden zur Herstellung solcher Dünnschliffe sowie der Anwendung des Mikroskopes mit Polarisationsvorrichtung zur Mineral- und Gesteinsdiagnose muss auf die sub 2, 3 und 8 auf Seite 19 angeführte Speziallitteratur verwiesen werden.

§ 7. Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen. Die Mineralelemente der Gesteine pflegte man als homogene Körper zu betrachten und zu bezeichnen; im Gegensatze zu dieser Ansicht hat das Mikroskop gelehrt, dass diese Homogenität nur eine scheinbare ist, nur für das bloße Auge existiert und durch fremde Einschlüsse gestört wird. Diese Einschlüsse sind teils fester, teils flüssiger Natur. Die festen sind wiederum entweder solche von amorpher Glassubstanz (Glaseinschlüsse), oder solche von mikroskopischen Kryställchen (Mikrolithen).

Die Glaseinschlüsse entstehen dadurch, dass ein sich aus einem geschmolzenen Magma ausscheidender Krystall kleine Partikelchen des Schmelzflusses umschließt, welche bei rascher Erstarrung als Einschlüsse von glasiger Substanz erscheinen. Wo sich demnach solche Glaseinschlüsse finden, überall liefern sie den definitiven Beweis dafür, dass das krystallinische Gestein, in dessen Mineralelementen sie auftreten, ursprünglich sich in glutflüssigem Zustande befunden habe. Eine ganz analoge und das eben Gesagte nur bestärkende mikroskopische Erscheinung ist die, dass sich Adern und Schläuche von Glassubstanz in die Krystalle hinein erstrecken. Beide Beobachtungen wiederholen sich nicht nur bei Obsidian und Pechstein,



Fig. 2. Mikroskopische Glaseinschlüsse mit Bläschen. Nach *Zirkel*.

sondern auch bei Phonolithen, Basalten, Melaphyren, Porphyren und anderen, demnach zweifellos eruptiven Gesteinen, wo sie in Augit, Hornblende, Nosean, Nephelin, Olivin, Leucit, Feldspat und Quarz auftreten. Die Gestalt der Glaseinschlüsse ist sehr gewöhnlich eine eiförmige oder kugelige, nicht selten aber auch eine zackige oder unregelmäßig keilförmige. In den Glaseinschlüssen finden sich sehr gewöhnlich Bläschen, ohne dass jedoch eine Konstanz zwischen Volumenverhältnis der festen Masse und der Hohlräume obwaltet, so dass sie ihre Entstehung der Kontraktion der umhüllten Glassubstanz nicht verdanken können. Vielmehr scheinen gerade die Bläschen die Veranlassung zur Entstehung von Glaseinschlüssen gegeben zu haben, indem sie bei ihrem Aufsteigen durch die glutflüssige Masse etwas von dieser letzteren mit sich rissen. Sobald sie jedoch auf einen in der Bildung begriffenen Krystall stießen, blieben sie an diesem haften und wurden von ihm bei seinem ferneren Wachstum eingeschlossen. Daher rührt die zonenweise, den Konturen des sie einschließenden Krystalles parallele Anordnung der Glaseinschlüsse mancher Eruptivgesteine. Die Farbe der umschlossenen Glassubstanz stimmt mit derjenigen der den Krystall umgebenden Glasmasse oft überein, und ist dann wie diese grün, braun, grau oder gelblich, kann aber auch viel dunkler sein.

Sehr häufig ist mit der Erstarrung der Partikelchen des Schmelzflusses, welche von dem sich bildenden Krystallindividuum eingeschlossen wurden, die Ausscheidung winziger, nadelförmiger Kryställchen Hand in Hand gegangen, wodurch die Glassubstanz zu einer teilweisen krystallinischen Ausbildung gelangt ist, ein Zustand, den man als Entglasung bezeichnet hat. Diese lässt sich in allen nur möglichen Graden der Deutlichkeit von fast vollkommen glasiger Beschaffenheit bis zu einem dichten Gewebe von Krystallnadeln verfolgen, wovon Fig. 3 einige Beispiele illustriert. Die Zahl

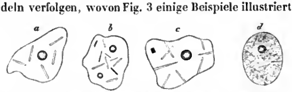


Fig. 3. Glaseinschlüsse, mehr oder weniger entglast. Nach *Zirkel.*

der Glaskörner in manchen Mineralien (so in Leuciten des Vesuvs, vielen Augiten, Feldspäten und Noseanen) ist so enorm, dass diese letzteren auf das innigste von jenen imprägniert sein müssen und in der That in einem nur den Bruchteil eines Millimeters messenden Krystalle nach Tausenden zählen.

Die Verteilung der Glaseinschlüsse ist entweder und zwar vorwiegend eine vollkommen regellose, z. T. aber zeigt sie eine gewisse Gesetzmäßigkeit. In letzterem Falle erscheinen die Glaseinschlüsse im Zentrum der Krystallindividuen massenhaft angehäuft, während die Randpartieen

vollständig frei davon bleiben (siehe Fig. 4), oder aber es stellt sich eine konzentrische Anordnung derselben zu lauter den äußeren Umrissen des Krystalles parallelen Zonen, also ein schichtenartiger Aufbau des Krystallindividuums aus abwechselnden, an Glaseinschlüssen reichen und armen Lagen der Mineralsubstanz ein (siehe Fig. 4. *b* und *c*).

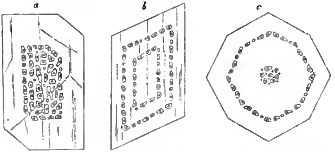


Fig. 4. *a* Zentrale Anhäufung der Glaseinschlüsse. *b* Zonenartige, konzentrische Anordnung derselben. *c* Kombination beider. Nach *Zirkel*.

Einschlüsse mikroskopischer Krystallgebilde (Mikrolithe) innerhalb der gesteinsbildenden Mineralindividuen sind sehr verbreitete Erscheinungen. Meistenteils sind sie ganz wirr und regellos in dem umschließenden Minerale eingestreut, in anderen Fällen aber steht ihre Verteilung in gesetzmäßiger Beziehung zu Form und Wachstum des Hauptkrystalles in der Weise, dass sie zu der Oberfläche des letzteren parallelen Zonen angeordnet erscheinen. Damit steht ein schalenförmiger Aufbau des betreffenden Augit-, Hornblende- und Leucitindividuums in Verbindung, welcher in Gesteinsschliffen z. T. durch die Farbenverschiedenheit der einzelnen, das Ganze zusammensetzenden parallelen Lagen, namentlich aber

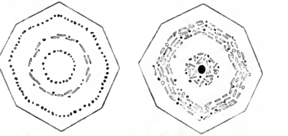


Fig. 5 und 6. Konzentrisch-zonale Anordnung der Mikrolithe im Leucit. Nach *Zirkel*.

durch die den einzelnen Schichten entsprechende Aneinanderreihung der erwähnten Mikrolithe hervortritt. Letztere bestehen bei Hornblende- und Augitkrystallen namentlich aus Magneteisenkörnchen, Nephelinsäulchen, Feldspatnädelchen, — bei Leuciten aus Augitnadeln, Magneteisenkörnern, Glaseinschlüssen, Nosean-, Granat- und Nephelinkryställchen. Vorzüglich

sind es die Mikrolithe im Leucite, welche sehr gewöhnlich in höchst regelmäßigen konzentrischen Zonen angeordnet sind und dann in Krystalldurchschnitten konzentrische Kreise oder achteckige Querschnitte darstellen. (Fig. 5 und 6.) Doch kommen auch Leucite mit radial gestellten Mikrolithen vor. So enthalten die Leucite eines Lavastromes des Vesuvs keulenförmige Einschlüsse von brauner Schlackenmasse (siehe Fig. 7) sowie Säulchen und Nädelchen von Augit in radialstrahlenförmiger Anordnung.

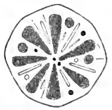


Fig. 7. Vesuvischer Leucit mit radial angeordneten fremdartigen Einschlüssen. Nach *Zirkel*.

Die Menge solcher fremdartiger Einschlüsse in anscheinend homogenen Mineralien ist oft überraschend groß und äußert sich mit Bezug auf diese letzteren einerseits in deren Farbe, Glanz und Ansehen, andererseits in dem Resultate der chemischen Untersuchung. Die rote Farbe des Carnallites, des Heulandites, des Perthites wird durch Blättchen von Eisenoxyd hervorgebracht, in ähnlicher Weise rührt der kupferrote metallische Schimmer des Hypersthenes, die graue Farbe mancher Feldspäte, die grüne des Prasems, das Farbenspiel des Labradors von fremdartigen Einschlüssen her. Dass diese einen Einfluss auf das Ergebnis der chemischen Untersuchung ausüben, ist natürlich, und dadurch erklären sich in vielen Fällen Abweichungen der Analysen von der berechneten Normalformel.

Abgesehen von den mikroskopischen Krystallgebilden, wie sie innerhalb ausgeschiedener Krystallindividuen oder krystallinischer Gesteinsbestandteile vorkommen, sind auch die meisten nichtkrystallinischen, also die glasartigen und halbglasigen, anscheinend homogenen Gesteine angefüllt von mikroskopischen Kryställchen, **Mikrolithen**. Selbst die wie das vollkommenste Glas aussehenden Obsidiane sind von ihnen durchschwärmt, ebenso die Pechsteine und Perlite, sowie die glasartige Zwischenmasse (Basis) der Basalte, Melaphyre. Unter allen Mineralien treten Feldspäte, Hornblenden, Augite und Apatite am häufigsten in Form von Mikrolithen auf. Diese nicht immer auf ein makroskopisch bekanntes Mineral zurückführbaren Krystallausscheidungen sind entweder pellucid oder undurchsichtig schwarz. Die ersteren (Fig. 8) sind gewöhnlich einfach nadelförmig, stachelig, geradlinig und an beiden Enden stumpf abgestutzt, keulenförmig verdickt oder gabelig gezackt, zuweilen sind sie zu sternförmigen Aggregaten mit einander verbunden oder in mehrere hinter einander liegende Glieder aufgelöst und endlich haken- oder schleifenförmig gebogen. Neben den durchsichtigen wasserhellen, in größeren Exemplaren das

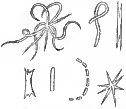


Fig. 8. Pellucide Mikrolithe (Belonite). Nach *Zirkel*.

Licht polarisierenden **Beloniten** erscheinen in den glasigen Gesteinen lange und außerordentlich dünne, undurchsichtige, einem schwarzen Haare ähnliche Krystallausscheidungen (**Trichite**, Fig. 9). Sie beschreiben sehr gewöhnlich



Fig. 9. Trichite (haarförmige, schwarze Mikrolithe). Nach *Zirkel*.

schleifenartige, zickzackförmige, schraubenähnliche Windungen oder strahlen von einem zentralen Magneteisenkorne allseitig aus. Zuweilen sind die Trichite auf einer oder beiden Seiten perlschnurartig mit winzigen runden Körnchen besetzt (siehe Fig. 10). Die Mikrolithe sind in der glasigen Gesteinsmasse



Fig. 10. Trichite im Obsidian, von Körnchen eingefasst. Nach *Zirkel*.

sehr ungleichmäßig verteilt, stellenweise ist diese ganz frei davon, an anderen Punkten liegen die Ausscheidungen wirr durch einander, an noch anderen legen sie sich dicht neben einander, dass sie ein scheinbar einheitliches Individuum mit mehr oder weniger scharfen, für die Mineralspezies charakteristischen Konturen aufbauen, oder endlich sind sie parallel neben einander stromartig zu Bändern angeordnet, welche sich wellig hin- und herwinden, sich um im Wege liegende Krystalle biegen oder sie umzingeln. Es ist dies die Erscheinung der **Mikrofluktuationsstruktur** (siehe

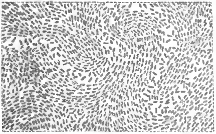


Fig. 11. Mikrofluktuationsstruktur im Obsidian.

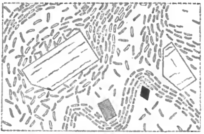


Fig. 12. Mikrofluktuationsstruktur im Pechstein. Nach *Zirkel*.

pag. 24 und Fig. 11 und 12). Aus ihr geht hervor, dass sich das ursprünglich glutflüssige Magma jener glasartigen Gesteine, nachdem sich bereits einzelne größere Krystalle und unzählige Mikrolithe aus ihm ausgeschieden hatten,

noch in einem derartigen Zustande der Plastizität befand, dass es sich noch eine Zeit lang in durch einander fließender Bewegung erhalten konnte. Ebenso wie in den durchaus glasigen oder halbglasigen Gesteinen wiederholt sich diese Fluktuationsstruktur auch in dem amorphen Grundteig, der sogenannten Zwischendrängungsmasse der dichten Basalte, Melaphyre u. a.

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz, Topas, Steinsalz, Sylvin, Gyps und Flussspat, groß genug, um mit bloßem Auge erblickt zu werden, sind seit langer Zeit bekannt, auf die außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung mikroskopischer Einschlüsse von Flüssigkeiten wurde man erst durch das Mikroskop aufmerksam. Die kleineren derselben sind gewöhnlich rundlich oder eiförmig, besitzen auch wohl die Gestalt des sie umschließenden Krystalles; die größeren sind oft unregelmäßig verästelt und schlauchartig in die Länge gezogen (siehe Fig. 13). Ihre überwiegende Mehrzahl ist nicht ganz mit Flüssigkeit ausgefüllt, sondern zeigt ein Bläschen, eine Libelle, welche sich sehr häufig rastlos umherkreisend bewegt.



Fig. 13. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen. Nach *Zirkel*.

Die eingeschlossene Flüssigkeit ist entweder reines Wasser oder eine wässerige Solution von Chlornatrium, Chlorkalium oder Sulfaten von Natron, Kali und Kalk, oder Wasser mit wenig Kohlensäure, oder aber flüssige Kohlensäure (letztere z. B. in granitischen Quarzen). In manchen augenscheinlich eine konzentrierte Salzlösung enthaltenden Gesteinsporen sind Würfelchen von Steinsalz ausgeschieden, welche bei Berührung mit der beweglichen Libelle von dieser fortgeschoben werden, also frei in der Mutterlauge liegen (z. B. im Quarze des Quarzporphyres auf Arran, des Zirkonsyenites von Laurvig; Fig. 14).



Fig. 14. Flüssigkeitseinschluss mit Libelle und Kochsalzwürfelchen. Nach *Zirkel*.

Die Flüssigkeitseinschlüsse erreichen selten mehr als 0,06 mm im Durchmesser, sinken dagegen zu solcher Kleinheit herab, dass sie selbst bei 1000facher Vergrößerung als kaum wahrnehmbare Punkte erscheinen. Das Dimensionsverhältnis von Flüssigkeitseinschluss und Libelle ist ein vollkommen unbestimmtes, so dass sich in ein und demselben Krystalle große Flüssigkeitseinschlüsse mit außerordentlich kleinen Bläschen dicht neben sehr kleinen Einschlüssen mit sehr großen Libellen finden (siehe Fig. 15). Das Bläschen kann demnach nicht durch Zusammenziehung der erkaltenden, ursprünglich den ganzen Hohlraum ausfüllenden Flüssigkeit entstanden sein, weil in diesem Falle die Größe beider in einem ganz bestimmten Verhältnisse stehen müsste. Unzweifelhaft aber

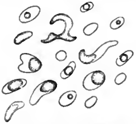


Fig. 15. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen von relativ verschiedener Größe. Nach *Zirkel*.

ist es, dass die mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse bei der Bildung des Gesteins von letzterem umfasst wurden, also ursprünglich, nicht etwa später infiltriert worden sind. Die Flüssigkeitseinschlüsse treten entweder wirr durch einander gestreut auf oder sind zu sich verzweigenden und dann wieder vereinigenden Zonen gruppiert, welche die Substanz des sie einschließenden Minerales durchziehen. Am häufigsten sind Flüssigkeitseinschlüsse bis jetzt beobachtet worden in dem zum Teil ganz von ihnen angefüllten Quarze der Granite, Gneiße, Porphyre, im Feldspate z. B. gabbroähnlicher Basalte von Mull und des Gabbro auf Skye, nicht selten auch im Augit, Nephelin, Olivin und Leucit echter geflossener Laven, sowie vieler Basalte, ferner im Topas, Vesuvian, Beryll, Flussspat und in anderen Mineralien.

Von den oben erwähnten Glaseinschlüssen unterscheiden sich die Flüssigkeitseinschlüsse durch ihre breite und dunkele Randbegrenzung im Vergleiche mit der schmalen der ersteren, durch die schmale Umrandung der Libellen, während die Bläschen der Glaseinschlüsse mit einem dunkelen und breiten Rande versehen sind, ferner meistenteils durch die Beweglichkeit der Libellen (zuweilen jedoch auch feststehend), durch ihr Verschwinden beim Erwärmen (flüssige Kohlensäure) und durch die Farblosigkeit ihres Inhaltes im Gegensatze zu der oft gelblichgrünen oder bräunlichen Farbe der Glassubstanz.

Endlich sind in den krystallinischen Gemengteilen vieler Eruptivgesteine mikroskopische Poren, also Hohlräume von eiförmiger oder kugeliger Gestalt verbreitet, welche genau wie die größeren Blasen zahlreicher Laven durch emporsteigende und im erkaltendem Magma stecken bleibende Gas- oder Dampfblasen gebildet wurden. Falls sie nicht regellos zerstreut liegen, sind sie zu wolkenartigen Haufen oder perlschnurartigen Reihen angeordnet.

§ 9. **Klassifikation der Gesteine.** Die Gesteine sind, wie bereits oben erwähnt, Aggregate von Mineralien. Je nachdem nun an dieser Aggregierung nur eine Mineralsubstanz, oder mehrere Mineralspezies oder endlich Trümmer und Reste anderer Gesteine teilnehmen, bringen wir die Felsarten in drei Klassen unter:

I. Gesteine, die wesentlich aus **einer** Mineralsubstanz bestehen und zum großen Teile krystallinische Aggregate von Individuen **einer einzigen** Mineralspezies sind: einfache Gesteine. Beispiel: Marmor.

II. Gesteine, die aus einem innigen Gemenge **mehrerer** Mineralsubstanzen oder aus einem Aggregate gegenseitig mit einander verwachsener **Individuen mehrerer** Mineralspezies bestehen: gemengte Gesteine. Beispiel: Granit.

III. Gesteine, die zum großen Teile aus losen oder verkitteten **Trümmern** und erdigen oder sandigen Resten anderer Gesteine zusammengesetzt sind: klastische oder Trümmer-Gesteine. Beispiele: Konglomerat. Sandstein, Lehm.

b. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Klasse. **Einfache Gesteine.**

a. **Eisgesteine:**

1. **Eis.**

Nach seiner Entstehungsweise unterscheidet man das Eis in Schnee-Eis und Wasser-Eis, und ersteres nach seiner petrographischen Beschaffenheit in Schnee, Firn und Gletscher-Eis.

Der Schnee ist ein loses Aggregat von Nadeln, Lamellen und Flocken, entsteht durch Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit und bildet in der obersten Region der Hochgebirge, sowie in den Polargegenden ausgedehnte und mächtige Ablagerungen. Hier runden sich die ursprünglich krystallinischen Flöckchen durch rasche Verdunstung und Sonnenbestrahlung zu einem feinen, sandähnlichen Pulver.

Der Firn, ein Aggregat von losen oder durch Eiscement verbundenen blendend weißen Eiskörnern, diese voll von nach oben runden, nach unten spitzen Luftbläschen, entsteht in geringeren Höhen der Hochgebirge (von etwa 3300 m abwärts) durch Verschmelzung des Hochschnees zu Eiskörnern, welche zeitweise durch dazwischen sickerndes und gefrierendes Wasser zu einer mehr oder minder festen Masse verkittet werden können.

Das Gletscher-Eis ist ein krystallinisch körniges und zwar regelloses Aggregat von einheitlichen krystallinischen Eiskörnern (Kloeke), deren Größe von der Firngrenze gegen das Ende des Gletschers von der Dimension einer Erbse bis zu der eines Hühnereies wächst. Es entsteht durch Zusammenschmelzung der Firneiskörner und zeigt eine mehr oder minder deutliche schichtenartige Bankung, zugleich aber eine die Schichtung quer durchsetzende Bandstruktur, indem weiße luftblasenreiche und blaue luftblasenfreie Lamellen mit einander abwechseln. Ferner ist das Gletschereis von außerordentlich feinen Haarspalten durchdrungen, welche den Eiskorn-Grenzen entsprechen, und besitzt in größeren Massen eine schöne blaue Färbung, während kleinere Stücke farblos sind. Die Gletscher erreichen über 800 m Mächtigkeit. Ihr Vorkommen ist ein doppeltes: erstens in der Hochgebirgszone der gemäßigten und heißen Länder zwischen dem Firn und der Schmelzlinie des Eises (Alpengletscher); zweitens in den Gebirgs- und Hügelländern höherer Breiten (Polargletscher, Inlandeis), wo sie

ihre Enden bis ins Meer hinein strecken, in welchem dieselben von den Wellen zerstückelt und als Eisberge fortgetrieben werden.

Das Wasser-Eis bildet sich durch Ausscheidung nadelförmiger Eiskrystalle sowohl auf der Oberfläche, wie auf dem Grunde der Gewässer (Grundeis). Ersteres ist dicht, hart, durchsichtig, weißlich oder grünlich, letzteres schwammig, locker und, weil erdige und sandige Teile des Bodens umschließend, schmutzig gefärbt. Die Polarmeere sind die hauptsächliche Heimat des Wasser-Eises, sie tragen eine 6 bis 10 m mächtige Eisdecke, welche im Sommer nur zum Teil in Schollen bricht und von der Strömung weggeführt wird, zum Teil aber auch lange Jahre hindurch festbleibt.

b. Chlorid- und Nitratgesteine:

2. Steinsalz.

Das Steinsalz ist ein blätteriges, körniges oder faseriges Aggregat des Minerales Kochsalz, also von Chlornatrium. Seine leichte Löslichkeit in Wasser, sein salziger Geschmack und seine ausgezeichnete hexaëdrische Spaltbarkeit machen es leicht kenntlich. Abänderungen in dem genannten Normalbestande werden durch Beimischungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche dem Steinsalze die Eigenschaft erteilen, Feuchtigkeit aus der Luft anzuziehen, sowie von Chlorkalium hervorgebracht. Andere Beimengungen verleihen dem ursprünglich farblosen Gesteine mancherlei Färbungen. So färbt eine geringe Beimengung von Eisenoxyd das Steinsalz rot, von Kupfergrün oder Kupferchlorid grün oder blau, von Bitumen grau oder blau, während endlich Anhydrit, namentlich aber Thon häufig, als Verunreinigung auftritt (Thonsalz). An manchen Punkten seines Vorkommens, so in Stassfurt bei Magdeburg, namentlich aber in Wieliczka, enthält das Steinsalz Blasen, welche mit verschiedenen verdichteten Gasen (Wasserstoff, Kohlensäure, Kohlenoxyd) gefüllt sind, deren bei der Auflösung des Salzes stattfindendes Entweichen ein knisterndes Geräusch verursacht (Knistersalz). Außerordentlich häufig sind im Steinsalze Flüssigkeitseinschlüsse und zwar sowohl solche, die mit bloßem Auge sichtbar sind, wie mikroskopisch kleine, in denen das vollkommen inkonstante Volumenverhältnis zwischen Flüssigkeit und inneliegender Libelle besonders deutlich hervortritt. Sehr gewöhnlich ist die Form der Flüssigkeitseinschlüsse entsprechend der Krystallgestalt des Steinsalzes eine kubische. Das Material des eingeschlossenen Fluidums ist meist Chlornatriumlösung, häufig auch ein Kohlenwasserstoff.

Das Steinsalz ist entweder nur undeutlich oder gar nicht geschichtet. In Stassfurt wird es durch dünne parallele Lagen von Anhydrit in regelmäßige Bänke gesondert. Es bildet mächtige Lager und Stöcke zwischen Thon, Gyps, Anhydrit, Mergel und Dolomit. Die Salzlagerstätte von Stass-

furt ist über 900, die bei Sperenberg (unweit Berlin) erbohrte gegen 1200, die von Wieliczka stellenweise über 1400 m mächtig. Die Ablagerungen des Steinsalzes sind auf keine bestimmte Formation beschränkt, sie verteilen sich vielmehr auf die ganze sedimentäre Schichtenreihe, wie dies aus der folgenden tabellarischen Übersicht hervorgeht.

Formation.	Lokalität.
Bildungen der Jetztzeit .	Wüstensalz der Kirgisensteppe, in Arabien, in Südamerika. Seesalz am Toten Meere, am Großen Salzsee (Utah).
Tertiär	Lagerstätten von Cardona in Catalonien, Wieliczka und Bochnia in Galizien, — in Siebenbürgen, Kleinasien und Armenien, — von Rimini in Italien, in Louisiana.
Kreide	Westphälische Soolquellen (Unna). — Algier.
Jura mit Purbeck . . .	Soole von Rodenburg am Deister, — Bex im Canton Waadt.
Keuper	Lothringen, Hall in Tirol, Hallein und Berchtesgaden (bei Salzburg).
Muschelkalk.	Am oberen Neckar und Kocher (Württemberg), Ernsthall und Stotternheim (Thüringen).
Buntsandstein	Hannover, Schöningen bei Braunschweig, Salzderhelden, England.
Perm	Bei Gera, Artern (Thüringen), Stassfurt, Halle, Sperenberg; Segeberg (Holstein); Kirgisensteppe am Heckflusse.
Steinkohlenformation. .	Am Kanawha und New River (West Virginia), im englischen Steinkohlengebirge von Durham, Bristol u. a. L.
Devon	Bei Winchell in Michigan.
Silur	West Virginia; bei Salina und Syracuse im Staate New-York, bei Saginaw in Michigan, Provinz Ontario in Canada.

Carnallit, 26,8 Chlorkalium, 34.2 Chlormagnesium, 39 Wasser, derb, großkörnig, durch mikroskopische Schüppchen von Eisenglanz rot gefärbt, an der Luft zerfließend. — Kieserit, Magnesiumsulfat mit 1 Mol. Wasser. derb, feinkörnig bis dicht, gelblich bis weißlichgrau. Beide in bis fußmächtigen Bänken mit Steinsalz wechsellagernd. Stassfurt und Kalusz.

Chilisalpeter, ein z. T. hartes, dichtes, weißes, gelbliches oder geädertes, z. T. poröses, grobkörnig sandiges Gemisch von 20 bis 75 Proz. salpetersaurem Natron mit Kochsalz, Chlormagnesium, salpetersaurem Kali und Magnesia, schwefelsaurem Kali, Natron und Kalk, sowie kohlensaurem Kalk und etwas Jod- und Bromnatrium, nebst beigemengtem Sand. Als 0,3 bis 4 m mächtige Ablagerungen auf der Sohle von Thalbecken und Mulden der regenlosen Küstenstriche von Peru, Bolivia, Chili (H. Gruner, Berlin 1883).

c. Sulfatgesteine:

3. Gyps.

Das Gypsgestein ist ein spätiges, faseriges, schuppiges oder körniges bis dichtes Aggregat von Gypsindividuen, besteht also aus Calciumsulfat mit 2 Mol. Wasser. Ein vorzügliches Unterscheidungsmerkmal desselben von anderen ähnlich aussehenden Gesteinen, z. B. gewissen Kalksteinen, ist seine Weichheit und sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Seine ursprüngliche Farbe ist zwar weiß, wird jedoch durch Beimengungen von Bitumen und Thon in eine graue und durch solche von Eisenoxyd in eine gelbe, rote und braune verwandelt. Neben den einfarbigen treten gefleckte, gestreifte, wolkige, marmorierte Gypse auf. Nach Verschiedenheiten in ihrer Struktur unterscheidet man:

Spätigen Gyps; Aggregat von zum Teil fußlangen Individuen, so z. B. in der Marienhöhle bei Reinhardtsbrunn, ja von lachtergroßen Individuen, so in dem Steinsalzbezirke von Wieliczka.

Fasergyps; Aggregat von seidenglänzenden Fasern, welche meist senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Platten stehen, die dieses Gestein zwischen körnigem Gypse bildet.

Dichten Gyps; außerordentlich feinkörnig, sehr häufig schneeweiß und an den Kanten durchscheinend, dann Alabaster genannt.

Körnigen Gyps; körniges Aggregat von weißer oder lichter Farbe, oft mit dunklen Flecken und Wolken.

In den beiden letztgenannten Varietäten kommen namentlich Bergkrystall (bei Fahnern in Thüringen) und Boracit (bei Lüneburg), ferner Aragonit, Cölestin, Schwefelkies und Schwefel (Spanien und Sicilien) als zufällige Gemengteile vor.

Der Gyps ist gewöhnlich ungeschichtet und bildet in der Regel linsen- oder stockförmige Einlagerungen, während parallele Schichten verhältnismäßig selten sind (Osterode am Harz). Thon, Steinsalz, Anhydrit sind seine gewöhnlichsten Begleiter. Durch Auslaugung (er ist in 420 Teilen Wasser löslich) sind in ihm häufig Hohlräume (Schlotten) entstanden, welche zum Teil meilenweite Erstreckung besitzen und dann öfters die Fundorte diluvialer Wirbeltiere (z. B. Ursus spelaeus) sind. Seine Hauptentwickelung fällt in die Dyas, Trias und das Tertiär. So umgiebt ein hoher, 6 Meilen langer felsiger Wall von Gyps der Zechsteinformation den Südrand des Harzes von Sangerhausen bis Osterode, ebenso gehört der bereits erwähnte spätige Gyps von Reinhardtsbrunn der Dyas an. Mächtige Einlagerungen von triadischem Gypse sind namentlich in Thüringen, in den Neckargegenden, bei Lüneburg u. s. w. bekannt.

4. **Anhydrit.**

Das Anhydritgestein ist ein grobkörniges bis dichtes Aggregat von Anhydritindividuen und besteht wie dieses Mineral aus wasserfreiem Calciumsulfat. Vom Gyps, mit welchem er vergesellschaftet vorkommt, unterscheidet ihn bereits seine größere Härte (3—3,5 gegen 1,5—2), vom Kalkstein, mit dem er zuweilen große Ähnlichkeit hat, namentlich sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Weiß, hellgrau, hellrötlich, hellblau sind seine gewöhnlichen Farben. Er ist selten und dann nur undeutlich geschichtet. Vereinzelt tritt er in dünnen, parallelen Lagen (Schnüren) zwischen anderen Gesteinen, so im Steinsalze von Stassfurt auf.

Sein geologisches Vorkommen fällt mit dem des Gypses zusammen. Durch Aufnahme von Wasser geht der Anhydrit leicht in Gyps über, und es sind daher die von ihm gebildeten Gebirgsmassen gewöhnlich von einer mächtigen Gypskruste bedeckt. Aus dem auf den letzten Seiten Gesagten geht hervor, dass Gyps, Anhydrit und Steinsalz sehr gewöhnlich vergesellschaftet sind. Einige der wichtigsten der deutschen Fundorte des Anhydrites sind: Osterode am Harz, Stassfurt bei Magdeburg, Lüneburg, Sulz am Neckar, Hall in Tirol.

Anhangsweise sei erwähnt:

Schwerspat, ein dichtes, dunkelgraues Aggregat von Schwerspat-Individuen, welches z. B. zwischen den Thonschiefern an der Lenne (Westfalen) in bis über 30 m mächtigen Lagern auftritt.

d. Phosphatgesteine:

5. **Phosphorit.**

Der Phosphorit ist ein strahliges, faseriges bis dichtes Apatitgestein von weißlicher, graulicher und gelblichbrauner Farbe, welches Gänge und Nester im Cambrium, Silur, Devon und Granit, aber auch Ablagerungen in muldenförmigen Vertiefungen innerhalb älterer Kalksteine (in Estremadura, in Nassau an der Lahn und Dill, in Bayern bei Amberg) bildet. Als Knollen im Oligoeän, als Geschiebe im nordischen Diluvium.

Guano-Phosphate sind Bildungen der Jetztzeit, welche durch Wechselwirkung zwischen massenhaft angehäuften tierischen Exkrementen und einer kalkreichen Unterlage entstehen und bisweilen steinartig fest werden (Curaçao-Phosphat).

e. Carbonatgesteine:

6. **Kalkstein.**

Der Kalkstein ist wesentlich ein Aggregat von Kalkspat-Individuen, seinem Normalbestande nach wesentlich Calciumkarbonat. Seine reinen Varietäten lösen sich unter lebhaftem Aufbrausen in Säuren vollständig. Sehr häufig wird ein Teil der Kalkerde durch Magnesia, Eisenoxydul oder

Manganoxydul vertreten, und ebenso gewöhnlich erscheint die Kalkmasse verunreinigt durch Kieselsäure, Thon, Graphit und bituminöse Substanzen. Die Farbe des reinen Kalksteines ist weiß, infolge seiner Beimengungen nimmt er jedoch graue, gelbliche, bräunliche und schwärzliche Färbungen an oder ist farbig gefleckt, geflammt, gestreift oder marmoriert. Nach seinen Strukturverhältnissen unterscheidet man folgende Varietäten:

a) körnigen Kalkstein, Marmor, ein grobkörniges bis zuckerig-feinkörniges Aggregat von polysynthetisch verzwillingten Kalkspatindividuen, welche nach allen Richtungen durch einander verwachsen sind (Fig. 16). Gewöhnlich ist der körnige Kalk weiß und an den Kanten durchscheinend oder hellgrau, hellgelb oder hellrötlich, einfarbig oder marmoriert. Sein Reichtum an zufälligen Gemengteilen ist groß, unter diesen sind Glimmer, Grammatit, Granat, Spinell, Korund, Serpentin, Quarz, Apatit, Flussspat, Magneteisen, Schwefelkies, Graphit hervorzuheben. Namentlich kann der Glimmer in solcher Menge auftreten, dass der Kalkstein ein schieferiges Gepräge annimmt und dann Kalkglimmerschiefer genannt wird.

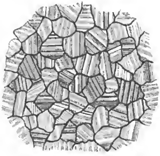


Fig. 16. Körniger Kalkstein aus polysynthetisch verzwillingten Kalkspatkörnern zusammengesetzt. Nach v. *Inostranzeff*.

Schichtung ist am krystallinischen Kalke bisweilen sehr deutlich zu beobachten, häufig aber gar nicht vorhanden. Die Mehrzahl seiner Vorkommen gehören den ältesten Formationen der Erdkruste, namentlich denen der Ur-Gneiße und krystallinischen Schiefer an, zwischen welchen derselbe regelmäßige Lager oder unregelmäßige Stöcke bildet, so z. B. bei Sala in Schweden, bei Auerbach an der Bergstraße, bei Drossendorf in Mähren, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, bei Burkhardswalde und Crottendorf im Erzgebirge, bei Hermsdorf im Riesengebirge, im Alleghany-Gebirge, in Canada und am Süd-Ufer des Lake Superior. Die Marmorlager von Carara und anderer südeuropäischer Lokalitäten sind bei weitem jüngeren, nämlich jurassischen Alters.

Eine grobkörnige, spätige Varietät des krystallinischen Kalksteines ist der Kalksinter, welcher namentlich in der Form der Stalaktiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge gefunden wird.

b) dichten oder gemeinen Kalkstein; er besitzt eine äußerst feinkörnige krystallinische Struktur, welche oft erst mit Hilfe des Mikroskopes als solche zu erkennen ist, und einen flach muscheligen bis splitterigen Bruch. Er ist meist einfarbig, gelblich, bräunlich oder grau, selten gefleckt und gewöhnlich sehr reich an Tierresten, dahingegen arm an zufälligen

mineralischen Gemengteilen, unter welchen namentlich Bleiglanz, Schwefelkies, Zinkblende und deren Zersetzungsprodukte Wichtigkeit besitzen. Der gemeine Kalkstein zeichnet sich vor dem körnigen durch Deutlichkeit und Schärfe seiner Schichtung aus und spielt eine höchst wichtige Rolle als Glied fast sämtlicher geschichteten Gebirgsformationen. Die dichten Kalksteine sind häufig durch Beimengungen verunreinigt. Nach der Art derselben unterscheidet man:

α) thonigen Kalkstein, β) kieseligen Kalkstein, γ dolomitischen Kalkstein, δ) bituminösen Kalkstein (Stinkkalk, weil beim Zerschlagenwerden einen stinkenden Geruch von sich gebend). Außerdem bezeichnet man die dichten Kalksteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe als Kohlenkalk, Zechsteinkalk, Jurakalk, — nach ihrer Versteinerungsführung als Stringocephalenkalk, Orthocerenkalk, Crinoidenkalk, Korallenkalk, Nummulitenkalk, und endlich nach ausgezeichneten Aufschlusspunkten und Vorkommnissen z. B. als Eifeler Kalk, Opatowitzer Kalk, Hallstädter Kalk, Trenton-Kalk.

c) oolithischen Kalkstein; rundliche hirsen- bis erbsengroße Kalkkörner von konzentrisch-schaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch eine dichte oder erdige Kalksteinmasse zusammengekittet. In ihrem Mittelpunkte umschließen die einzelnen Oolithkörner nicht selten einen fremdartigen Körper, ein Sandkörnchen oder ein Muschelfragment, welches den ersten Anstoß zur Bildung des Kornes gegeben. Zum Teil waltet die Kalksteingrundmasse auf Kosten der Oolithkörner vor, zum Teil jedoch tritt dieselbe ganz zurück, so dass sich die Körner gegenseitig berühren; man nennt ein derartiges Gestein, namentlich wenn die Konkretionen aus Aragonit (rhombischem kohlensauren Kalke) bestehen und Erbsengröße erreichen, Erbsenstein oder Pisolith (z. B. von Karlsbad), solche Oolithe aber, deren radialfaserige Kalkkörner durch ein thonig-mergeliges Bindemittel verbunden sind, Rogenstein (z. B. bei Braunschweig, bei Wolfenbüttel, bei Bernburg, bei Eisleben). Der gewöhnliche Oolith aus hirsekorngroßen Kügelchen setzt an der Westseite des Schwarzwaldes, ferner bei Hildesheim und Hannover, mächtige Schichtenreihen zusammen; der Riesenoolith ist in den Alpen weit verbreitet.

d) porösen Kalkstein, Kalktuff, Travertin; feinerdige bis fast dichte oder auch poröse, blasige, schwammige, konzentrisch-schalige Kalksteinmasse von gelblicher Farbe. Sie tritt in den meisten Fällen als Inkrustation von bunt zusammengehäuften Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen auf und umfasst zahlreiche Reste von Muscheln, Schnecken und andern Tierarten (z. B. Knochen von Elephas primigenius). Als einige der Hauptvorkommen mögen die von Tivoli unfern Rom, Baden bei Wien, Weimar und Tonna in Thüringen, Cannstatt in Württemberg genannt werden.

e) erdigen Kalkstein, Kreide; ein weicher, milder Kalkstein mit feinerdigem, mattem Bruche, im reinsten Zustande schneeweiß, weich und schreibend, bei eintretendem Gehalte von Thon oder Eisenoxyd grau, gelblich und härter werdend. Seine kleinsten Teilchen bestehen ihrer Mehrzahl nach nicht aus krystallinischen Individuen, sondern aus mikroskopischen Scheibchen und Kügelchen von amorphem kohlensauren Kalke (Coccolithen?), sowie aus Foraminiferen-Schalen. Sehr häufig enthält die Kreide neben zahlreichen Tierresten Feuersteinknollen als accessorische Bestandmassen, sowie grüne Glaukonitkörner als zufällige Gemengteile (glaukonitische Kreide). Die Kreide bildet, wo sie auftritt, schroffe Felspartieen, so namentlich bei Dover und Calais, sowie auf Rügen.

7. Dolomit.

Der normale Dolomit ist ein Aggregat von Individuen des Minerales Dolomitspat, also Magnesium-Calcium-Karbonat mit 54,35 Teilen kohlensauren Kalkes und 45,65 Teilen kohlensaurer Magnesia. Dieses Mischungsverhältnis ist jedoch nicht konstant, nicht einmal gewöhnlich, vielmehr repräsentiert der Dolomit in den meisten Fällen Verbindungen von Calciumkarbonat und Magnesiumkarbonat in ganz unbestimmten Proportionen. Zu diesen beiden Karbonaten tritt sehr oft noch ein drittes, nämlich das des Eisens, wenn auch nur in geringen Mengen, und endlich Bitumen und Kieselsäure, wonach man den Dolomit eisenschüssig, bituminös oder kieselig nennt. Gewisse leicht zu verwechselnde Varietäten des Dolomites und Kalksteines unterscheiden sich wie folgt: Dolomit ist härter als Kalkstein (H. durchschnittlich 4:3), — er besitzt ein größeres spezifisches Gewicht (2,9:2,7), — Dolomitstücke brausen mit kalter Säure nur sehr wenig, Kalksteinfragmente sehr stark — letztere lösen sich rasch, erstere langsam in Salzsäure.

Manche körnige Dolomite sind reich an accessorischen Bestandteilen, so der des Binnenthales im Oberwallis (Zinkblende, Arsenikalkies, Schwefelkies, Tremolit), des Campo longo südlich vom St. Gotthard (Realgar, Turmalin, Korund und Tremolit).

Die meisten Dolomitvarietäten sind deutlich krystallinisch und zwar bald grob-, bald sehr feinkörnig; bei den Dolomitaschen sind die einzelnen Dolomitspat-Individuen gar nicht mit einander verbunden, sondern liegen lose, staubartig neben einander. Endlich werden gewisse feinkörnige Dolomite von unregelmäßig gestalteten, eckigen Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen, wodurch das Gestein, dann Rauchwacke genannt, ein löcheriges, zerfressenes Aussehen erhält. Die Wandungen der Hohlräume sind mit Dolomitspatkryställchen inkrustiert. Ein typischer Fundort der Rauchwacke sind die Felspartieen des Altensteines und Hohlensteines in Thüringen. Bemerkenswert ist die Neigung des Dolomites zu Fels- und Höhlenbildungen; so bestehen die Felsruinen des fränkischen Jura und der

schwäbischen Alb, die Riffe und obeliskenförmigen Felsmassen Südtirols aus Dolomit. Überhaupt spielt dieses Gestein, gewöhnlich mit Mergeln und Kalksteinen vergesellschaftet, eine wichtige Rolle als Baumaterial der Erdfeste.

8. Spateisenstein.

Der Spateisenstein ist ein gelblichgraues bis gelblichbraunes, grob- bis feinkörniges Aggregat von rhomboëdrischen Individuen des Minerales Eisenspat, und besteht somit hauptsächlich aus Eisenkarbonat mit größerer oder geringerer Beimischung von Mangan-, Magnesia- und Kalkkarbonaten. In frischem Zustande besitzen die Spaltungsflächen der Mineralindividuen irisierenden oder perlmutterartigen Glasglanz, welcher jedoch unter dem Einflusse der Atmosphärilien verschwindet. Das Gestein wird anfänglich an der Oberfläche, nach und nach bis zu großer Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt. Als zufällige Gemengteile treten zahlreiche Einsprenglinge von Schwefelkies, Kupferkies und Eisenglanz auf.

Der Spateisenstein bildet massige Einlagerungen und Stöcke von oft sehr ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, tritt aber auch in Form von Gängen auf. Als die bedeutendsten Spateisensteinvorkommen sind zu erwähnen: der 850 m über die Thalsohle aufragende Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der Stahlberg bei Müsen in Westfalen, der Stahlberg bei Schmalkalden in Thüringen.

Der Sphärosiderit oder Thoneisenstein ist eine feinkörnige bis dichte Spateisensteinmasse, welche innig mit mehr oder weniger Thon gemengt ist. Seine Farbe ist grau, gelblich odor bräunlich. Dieses Eisenerz tritt entweder in zusammenhängenden Lagern (Flötzen) oder in isolierten linsenförmigen Nieren und Knollen zwischen den Schieferthonen des Steinkohlengebirges und der Braunkohlenformation auf und liefert ein sehr geschätztes Material zur Gewinnung des Eisens; so in den Steinkohlengebieten von Saarbrücken, Zwickau, Süd-Wales und Pennsylvania, ferner in der Braunkohlenformation am Nordabfalle des Siebengebirges u. s. w.

Kohleneisenstein oder Blackband ist ein inniges Gemenge von Sphärosiderit mit 12 bis 35 Prozent Kohle, welches dickschieferige Struktur und schwarze Farbe besitzt, namentlich in den schottischen und westfälischen (Bochumer) Steinkohlengebieten flötzartig auftritt und dort als ein ausgezeichnetes Eisenerz abgebaut wird.

f. Kieselgesteine:

9. Quarzit und Quarzitschiefer.

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte und dann grobsplitterige weiße, graue oder durch Beimengung von Eisenoxyd rötlich gefärbte Quarzmasse. Je nach ihrer Struktur unterscheidet man folgende Abarten: Körniger

Quarzit, sehr oft sandsteinähnlich, — dichter Quarzit, außerordentlich feinkörnig, — schieferiger Quarzit (Quarzitschiefer), dessen schieferige Struktur zum Teil durch lagenweise verteilte Glimmerblättchen hervorgebracht wird. An zufälligen Gemengteilen ist der Quarzit ziemlich reich; namentlich hervorzuheben sind Glimmer, Granat, Turmalin, Pistazit, Zirkon, Schwefelkies, Magneteisen und Gold (letzteres z. B. in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika). Die Quarzite sind meist sehr deutlich geschichtet und bilden mehr oder weniger mächtige Einlagerungen zwischen Glimmer-, Chlorit- und Thonschiefer.

Eine besondere Abart des Quarzitschiefers ist der Itacolumit (Gelenksandstein). Derselbe besteht fast ausschließlich aus zackig in einander fassenden, unregelmäßig gestalteten Quarzkörnern. Durch die gewissermaßen gelenkartige Verbindung der letzteren wird ein gewisser Grad von Biegsamkeit der Gesteinsplatten bedingt.

Die Farbe des Itacolumites ist vorherrschend hellgelb oder lichtrötlich. Als zufällige Gemengteile sind zu erwähnen: Gold (südliche atlantische Staaten von Nordamerika, Brasilien), Eisenglimmer, Martit (ebendort), Lazulith und Rutil (Georgia); endlich ist der Itacolumit in Brasilien und in den Staaten Georgia und Süd-Carolina das Muttergestein der Diamanten. In den eben wiederholt genannten Landstrichen tritt der Itacolumit als ein Glied der krystallinischen Schieferformation auf.

10. Krystallinischer Quarzsandstein.

Der krystallinische Quarzsandstein (Krystallsandstein) besteht aus lauter krystallinischen Quarzkörnern, zuweilen aus vollständig ausgebildeten Quarzkrystallen, welche durch ein gewöhnlich äußerst spärliches, oft selbst krystallines Kieselcement verbunden sind. Hierher gehören die untertriadischen Sandsteine der Vogesen und des Schwarzwaldes, ferner viele Kieselgesteine der Braunkohlen- und Steinkohlenformation (Millstonegrit Englands und Nordamerikas).

11. Kieselschiefer (Lydit).

Der Kieselschiefer ist ein dichtes, sehr hartes, unschmelzbares, von Thonerde, Kohlenstoff und Eisenoxyd imprägniertes, hornsteinähnliches Quarzgestein mit splitterigem Bruche und von dunkeler, namentlich schwarzer Farbe. Er ist in dünnen, meist nur zollmächtigen, scharfgetrennten Platten abgelagert, zeigt sehr vollkommene Zerklüftung, infolge deren das Gestein in polyëdrische Absonderungsstücke zerteilt wird, und ist von zahlreichen Schnüren und Adern von weißem Quarze durchzogen. Seine sehr dichten, vollkommen schwarzen Varietäten mit flachmuscheligem Bruche werden Lydit oder Probierstein genannt. Er bildet z. B. im Oberharze zwischen Clausthal, Lehrbach und Lautenthal, im Fichtelgebirge in der Nähe von Hof,

in Böhmen in der Gegend von Beraun, in Sachsen zwischen Freiberg und Nossen mächtige Schichtenkomplexe im Silur und Devon.

In die Familie der Kieselgesteine gehören noch folgende Gesteinsarten und Mineralaggregate, welche sämtlich nur unbedeutende Ausdehnung besitzen und zum Teil nur als accessorische Bestandmassen in anderen Gesteinen auftreten:

Feuerstein ist ein graues oder schwarzes Kieselgestein mit ausgezeichnet muscheligem Bruche. Seine scherbenartigen Bruchstücke sind scharfkantig und an den Kanten durchscheinend. Er besteht aus einem innigen Gemenge von krystallinischer und amorpher Kieselsäure, einer Zusammensetzung, welche erst im polarisierten Lichte kenntlich wird, sich aber auch durch Kochen mit Kalilauge nachweisen lässt, wodurch die amorphe Kieselsäure leicht gelöst wird. Die schwarze Färbung des Feuersteins rührt zum großen Teile von Kohlenstoff und dieser von organischen Resten her und verschwindet in diesem Falle beim Glühen.

Der Feuerstein bildet namentlich lagenweise an einander gereihte Knollen in der weißen Schreibkreide, so bei Dover, Calais und Aachen, so auf Rügen und Wollin. Außerdem tritt er in Form von losen Geschieben überall im Diluvium der norddeutschen Ebene auf, entstammt aber den zum Teil zerstörten Kreidelagern der Ostsee.

Hornstein, eine anscheinend dichte, unter dem Mikroskope jedoch durchaus krystallinische, harte, trübgefärbte, rauchgraue oder braunrote Quarzmasse von splitterigem Bruche; meist knollige Massen, unregelmäßige Einlagerungen von geringer Ausdehnung oder wenig mächtige Schichtenfolgen zusammensetzend; oft mit Schwammnadeln dicht erfüllt.

Jaspis, eine hornsteinartige Quarzmasse, von streifenweise abwechselnder roter, gelber, brauner und grüner Farbe; in größter Mächtigkeit am Lake Superior in Nordamerika.

Süßwasserquarz, eine feinkörnige, meist poröse, zellige, splitterige Grundmasse, die sich durch ihre Einschlüsse von Süßwasser- und Landschnecken und Pflanzen als ein Quellenabsatz kundgiebt. Er bildet regellos gestaltete Massen zwischen losen Sanden, Thonen und Kalksteinen jüngsten geologischen Alters, z. B. der Umgegend von Paris.

Kieselsinter und Kieseltuff, eine bald erdige, lockere, poröse, bald kompakte Quarzmasse, welche zum Teil auffallende äußerliche Ähnlichkeit mit Kalktuff besitzt, zum Teil wie Kalksinter in stalaktitischer Form auftritt und sich als Absatz aus heißen Quellen (so der Geysirs auf Island und am Yellowstone) bildet.

Polierschiefer, eine erdige, äußerst fein anzufühlende, abfärbende, dünnschieferige, blätterige Kieselmasse von gelblicher Farbe, welche aus mikroskopisch kleinen Kieselpanzern von Diatomeen zusammengesetzt ist (Bilin in Böhmen).

Kieselguhr (Bergmehl), weiße, lockere, mehlartige Kieselanhäufungen, vorwaltend aus Kieselpanzern von Diatomeen gebildet; als Lager z. B. im Untergrunde von Berlin, mancher Stellen der Lüneburger Haide, bei Franzensbad in Böhmen.

g. Silikatgesteine:

12. Hornblendeschiefer.

Der Hornblendeschiefer ist ein schieferiges Aggregat von schwärzlichen oder dunkelgrünen, faserigen oder stengeligen Hornblendeindividuen, welchen sich meist sehr untergeordnet Granat, Pistazit und Schwefelkies beigesellen. Bei Snarum gesellt sich zur Hornblende Godrit. Durch Aufnahme noch anderer Gemengteile geht er in die Amphibolite über (vergl. unter Nr. 58). Der Hornblendeschiefer ist deutlich geschichtet und in regelmäßiger Wechsellagerung zwischen den archäischen Gneißen, Glimmerschiefern und Phylliten von Skandinavien, des Erzgebirges, des nördlichen Böhmerwaldes, der Sudeten, Siebenbürgens, der Tauernkette Tirols und zahlreicher anderer Lokalitäten eingeschaltet.

Eine besondere Varietät des Hornblendeschiefers ist der Strahlstein- oder Aktinolithschiefer, ein dick-schieferiges Aggregat von gras- bis lauchgrünem Strahlstein in dünnstengeligen oder faserigen Individuen. Er ist in den Alpen Savoyens, bei Klausen in Tirol, im Zipser-Komitat (Ungarn), in Schottland, Massachusetts u. a. L. bekannt.

Der Nephrit ist ein dichter, außerordentlich feinfaseriger, filziger Aktinolithschiefer oder Grammatitschiefer, bildet Einlagerungen in der archäischen Formation Neuseelands und des Küen-Lüen, ebenso bei Jordansmühl in Schlesien (Traube), ist in isolierten Blöcken bei Schwemsal und Leipzig gefunden und zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Glaukophanschiefer besteht wesentlich aus Individuen der schön blauen, natriumreichen Hornblende, also des Glaukophans, nebst Muscovit, Granat, Epidot und Thulit (Insel Syra, Groix, Alpen).

13. Augitschiefer.

Der Augitschiefer besitzt eine kleinkörnige, schieferig plattige Struktur, hell- oder dunkelgrüne Farbe und besteht fast ausschließlich aus Augit, welchem bald etwas Quarz und Plagioklas, bald Magneteisen und Chlorit beigemengt ist. Er ist bei weitem seltener als der Hornblendeschiefer. Bretagne und Erzgebirge.

14. Chloritschiefer.

Der Chloritschiefer ist ein schuppig-schieferiges, lauchgrünes, weiches, mildes Aggregat von Chloritschuppen, welchen gewöhnlich etwas Quarz, häufig auch etwas Feldspat beigemengt ist. Er ist reich an zufälligen Gemengteilen; von diesen sind anzuführen: Magneteisen in ausgezeichneten Oktaëdern (Zillerthal, Eisenregion am Lake Superior), Magnesit in scharfen

Rhomboëdern (St. Gotthard, Zillerthal), Granat in Rhombendodekaëdern (Greiner), Turmalin (Habacher Alp, Ural), Gold (südl. atlant. Staaten von Nordamerika).

Der Chloritschiefer ist in den meisten Fällen seines Vorkommens ausgezeichnet ebenflächig geschichtet und tritt in Gesellschaft und in Wechsellagerung mit Gneiß, Glimmerschiefer, Talk- und Thonschiefer auf. So am Mt. Rosa, Großglockner, im schlesischen und mährischen Gebirge, bei Katharinenburg (Ural), im Alleghany-Systeme.

15. **Talkschiefer.**

Der Talkschiefer ist ein schieferartiges Aggregat von Talkschuppen, welche ein sehr weiches, fettig anzufühlendes Gestein von weißer bis grünlich weißer Färbung bilden. Als untergeordnete, oft ganz fehlende Gemengteile dieser Talkmasse treten Körnchen von Quarz, selten von Feldspat, als zufällige Gemengteile vorzugsweise Magneteisen, Schwefelkies. Granat, Magnesit, Staurolith, sämtlich z. B. im Val Canaria und Zillerthale, ferner Gold (in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika) auf.

Der Talkschiefer ist deutlich geschichtet und namentlich mit Chlorit- und Glimmerschiefer vergesellschaftet, so bei Hof im Fichtelgebirge, im Altvater in Schlesien, in den Kärnthner Alpen, am Mt. Blanc, am Mt. Rosa, im Ural u. s. w.

Als eine zwischen Chlorit- und Talkschiefer stehende Varietät ist zu erwähnen

der Topfstein; es ist dies ein verworren filzig-schuppiges Gewebe von Chlorit- und Talkschuppen, von denen bald die einen, bald die anderen vorwalten können. Diese grünlich-graue Gesteinsmasse ist sehr mild, lässt sich bei großer Zähigkeit mit dem Messer schneiden und widersteht dem heftigsten Feuer. Der Topfstein findet sich mit Chlorit- und Talkschiefer vergesellschaftet, z. B. bei Chiavenna in den Alpen, bei Trondhjem in Norwegen, bei Boston in Massachusetts.

16. **Serpentin.**

Der Serpentin ist ein dichtes oder feinkörniges, mildes, im Bruche mattschimmerndes, durch Umbildung entstandenes, also sekundäres Gestein von düster grünen, seltener braunen Farben, häufig mit dunkelen, flammigen oder geaderten Zeichnungen. Er besteht in reinstem Zustande lediglich aus dem Minerale Serpentin, umschließt jedoch meist noch Reste seines Urgesteines, so namentlich Olivin, Bronzit, Augit, Hornblende oder Pyrop (im sächsischen Granulitgebirge und Zöblitz), ferner als Produkte der Gesteinsumwandlung Magneteisen (Zillerthal), Chromeisen (Steiermark, Maryland), Arsenikalkies (Reichenstein in Schlesien), Chrysotil in querfaserigen, seidenglänzenden Schnüren den Serpentin durchschwärmend (Reichenstein, Waldheim).

Als ein Umbildungsprodukt der Mineralgemenge Olivin, Pyroxen,

Amphibol, welche sowohl unter den Eruptiv- wie Schichtgesteinen vertreten sind, weist der Serpentin beiderlei Lagerungsformen auf. So kennt man einerseits Serpentinlager zwischen Talk-, Chlorit- und Glimmerschiefer oder Gneißen und Granuliten (im Ural, in den Alleghanies, am Greiner in Tirol, in Skandinavien, auf Elba und Corsica, im Erzgebirge, im sächsischen Granulitgebirge), andererseits Serpentingänge und -stöcke, welche das benachbarte Gestein durchsetzen (bei Predazzo in Tirol, bei Balloch in Schottland).

b. Oxydische Erzgesteine:

17. Brauneisenstein.

Der Brauneisenstein ist ein faseriges, feinkörniges, erdiges oder dichtes Eisenerz von ockergelber bis schwärzlichbrauner Farbe mit gelblichbraunem Striche. Es ist wesentlich Eisenoxydhydrat, enthält aber gewöhnlich etwas Manganoxyd und Kieselsäure und ist häufig durch Thon verunreinigt.

Der Brauneisenstein tritt in den meisten Fällen vergesellschaftet mit oder in gleicher Weise wie Spateisenstein, Sphärosiderit und Schwefelkies auf, als deren Umwandlungsprodukt er zu betrachten ist. (Iberg, Elbingerode und Rübeland im Harz, Siegen im Rheinland u. s. w.)

Raseneisenstein (Sumpferz, Ortstein) ist eine durch Quarzsand, Thon, quellsatzsaures, kieselsaures und besonders phosphorsaures Eisenoxyd verunreinigte derbe oder schwammige Varietät des Brauneisenerzes. Dieselbe findet sich in Niederungen (z. B. der norddeutschen) unterhalb des Moor-, Sumpf- und Wiesenbodens in ausgedehnten, aber wenig mächtigen Ablagerungen.

Bohnerz ist eine groboolithische Abart des Brauneisensteines und besteht aus erbsen- bis nussgroßen, ausgezeichnet konzentrisch-schaligen Kugeln von thon- und kieselhaltigem Brauneisenstein, welche meist durch eisenschüssigen Thon oder Quarzsand verbunden sind. Sie bilden Mulden- und Kluftausfüllungen sehr jungen (tertiären) Alters innerhalb älterer (jurassischer) Gesteinsgebiete, so bei Kandern im Breisgau, bei Frohnstetten in Württemberg, bei Egerkinden in Solothurn.

18. Roteisenstein.

Der Roteisenstein ist ein faseriges, derbes oder erdiges (ockeriges) Eisenerz von blutroter bis braunroter oder stahlgrauer Farbe mit kirschrotem Striche. Er besteht im reinsten Zustande aus Eisenoxyd, ist aber, abgesehen von Spuren von Manganoxyd, häufig stark durch Thon und Kieselsäure, und zwar in so schwankenden Verhältnissen verunreinigt, dass vom Roteisenstein mit Spuren von Kieselsäure bis hinab zum eisenschüssigen Quarzit und Jaspis eine ununterbrochene Übergangsreihe existiert.

Der Roteisenstein besitzt zum Teil ausgezeichnet scharfe Schichtung.

Seine größeren Vorkommen bilden gleichförmige Einlagerungen zwischen Talk- und Chloritschiefern, Quarziten und Jaspis der archäischen Formationen. Als solche sind hervorzuheben die vom Pilot Knob in Missouri, namentlich aber diejenigen südlich vom Lake Superior in Nordamerika, welche über hundert Meter Mächtigkeit und deren Ausgehendes eine Gesamtlänge von mehr als 10 deutschen Meilen besitzt.

Eine eigentümliche Varietät des Roteisensteines ist der Eisenoolith. Derselbe besteht aus hirsekorngroßen, dunkelroten oder braunen Körnern von Roteisenstein, zum Teil auch gemengt mit solchen von Thoneisenstein, welche von einem thonigen, kalkigen oder sandigen, oft fast verschwindenden Cemente zusammengehalten werden. Der Eisenoolith kommt in mehr oder weniger mächtigen Schichten innerhalb mesozoischer Schichtenreihen vor, so bei Aalen in Württemberg, bei Helmstädt in Braunschweig, bei Harzburg.

19. Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein ist ein körniges Aggregat von Magneteisen, welches schwarze Farbe und schwarzen Strich hat, stark magnetisch ist und seiner chemischen Zusammensetzung nach aus Eisenoxyduloxyd besteht. Selten rein tritt der Magneteisenstein gewöhnlich mit Granat, Chlorit, Quarz, Epidot, Schwefelkies und Kupferkies gemengt auf, und zwar bildet er Lager, Flötze und Stöcke zwischen den Gesteinen der archäischen Gneiß- und Glimmerschieferreihe. Die Gebiete dieser Formationen sind demnach auch die Heimat der großartigsten Magneteisensteinlagerstätten, von welchen namentlich die von Arendal, Dannemora und der Lappmark (hier am Gellivara 5300 m lang, 50—60 m mächtig), die Eisenberge des Ural, die mächtigen und zahlreichen Magneteisensteinflötze im Alleghany-Gebirge und in Canada zu erwähnen sind.

i. Kohlengesteine:

20. Torf.

Der Torf ist ein bald lockeres, bald mehr zusammengepresstes kompaktes, filziges Gewebe von in Zersetzung begriffenen Pflanzenteilen, deren Form um so deutlicher erhalten ist, je weniger stark sie durch Zusammenpressung und Zersetzung gelitten haben. Mit beiden steht auch die Farbe des Torfes im Zusammenhang, welche zwischen lichtbraun und pechschwarz schwankt. Je nach den Pflanzenarten, aus denen der Torf vorzugsweise besteht, pflegt man Moostorf, Wiesentorf, Haidetorf u. s. w., je nach der Beschaffenheit der Masse Pechtorf, Papiertorf, Torferde u. s. w. zu unterscheiden.

Der Torf bildet Lager von wechselnder, oft beträchtlicher Mächtigkeit

und entsteht überall da, wo sich am Boden stagnierender Gewässer der Niederungen und Hochplateaus Sumpf- und Wasserpflanzen ansammeln, so in Mecklenburg, Ostfriesland, auf dem Brocken, dem Bruchberge im Harze, bei Dürheim im Schwarzwalde u. v. a. O.

21. **Braunkohle** (Lignit).

Die Braunkohle ist eine dichte, erdige, holzige oder faserige Kohlenmasse mit braunem Striche, mit 55 bis 75 Prozent Kohlenstoff und bedeutendem Bitumengehalte. Sie zeigt häufig die wohlerhaltene vegetabilische Struktur, besitzt muscheligen, erdigen oder holzartigen Bruch und braune bis pechschwarze Farbe, verbrennt leicht mit rußender Flamme und unter Entwickelung eines unangenehmen, eigentümlich brenzlichen Geruches und giebt mit Kalilauge eine dunkelbraune Flüssigkeit. Nach ihren verschiedenen Strukturverhältnissen hat man einzelne Abarten der Braunkohle als Pechkohle, holzige Braunkohle, Papierkohle (oder Dysodil, stark thonig und dünnschieferig), Moorkohle, Nadelkohle, Erdkohle (Umbra) u. s. w. bezeichnet.

Als accessorischer Gemengteil mancher Braunkohlen, so derer von Artern, kommt Honigstein und Retinit vor.

Die Braunkohle bildet Flötze, d. h. zusammenhängende ausgedehnte Lager innerhalb der nach ihrem Vorkommen benannten tertiären Braunkohlenformation. Manche dieser Flötze erreichen über 30 m Mächtigkeit.

22. **Steinkohle** (Schwarzkohle).

Die Steinkohle ist eine dichte, im Bruche meist muschelige, fettglänzende, sammet- bis pechschwarze Kohlenmasse mit 75 bis 90 Prozent Kohlenstoff und geringerem Bitumengehalte als Braunkohle. Sie giebt einen braun- oder grauschwarzen Strich, verbrennt mit heller Flamme unter Entwickelung von starkem Rauche und aromatisch-bituminösem Geruche. Einige Varietäten weichen in der Hitze auf und schmelzen (Backkohle), andere sintern nur zusammen (Sinterkohle), noch andere zerbröckeln in der Hitze und hinterlassen zum Teil einen erdigen, lockeren Rückstand (Sandkohle). Kalilauge wird von Steinkohle nur wenig oder gar nicht braun gefärbt.

In der Steinkohle ist die organische Struktur der Pflanzen, aus welchen sie entstanden ist, durch und durch in erkennbaren Formen erhalten, so die holzigen Gefäßbündel von Coniferenstämmen, Farnstrünken, Sigillarien, Calamiten und Lepidodendren, wodurch ihre Abstammung über alle Zweifel erhaben ist. Die in kohlige Substanz verwandelten Pflanzenteile sind imprägniert von einer ulmin- oder huminartigen Masse, wodurch das Ganze amorph und scheinbar strukturlos erscheint (Gümbel).

In petrographischer Hinsicht sind folgende Varietäten zu unterscheiden:

Pech- oder Glanzkohle mit muscheligem, starkglänzendem Bruche, Grobkohle mit unebenem, grobkörnigem Bruche, Schieferkohle mit Schieferstruktur, Kännelkohle mit flachmuscheligem, wachsglänzendem Bruche, Rußkohle, lockere Masse mit erdigem Bruche, Faserkohle mit Faserstruktur.

In technischer Hinsicht pflegt man fette, kohlenstoffärmere, an Bitumen reiche, und magere, kohlenstoffreichere und bitumenarme Kohlen zu unterscheiden.

Als häufigere zufällige Gemengteile der Steinkohle sind Schwefelkies, Bleiglanz und Kalkspat anzuführen. Wie die Braunkohlen treten auch die Steinkohlen in Flötzen auf, die sich über Hunderte von Quadratmeilen ausdehnen (in Nordamerika) und 15, 20 und mehr Meter Mächtigkeit erreichen können. So ist das tiefe Planitzer Flötz im Zwickauer Bassin 7 bis 15, das Rußkohlenflötz ebendort 10, das Xaveriflötz in Oberschlesien 13 m mächtig. Die Steinkohlen wechsellagern mit Schieferthonen und Sandsteinen und bilden im Vereine mit diesen die produktive Steinkohlenformation. Jedoch ist das Vorkommen der Steinkohle nicht auf diesen Schichtenkomplex beschränkt, vielmehr sind sowohl in älteren, wie in jüngeren Formationen (Devon, Wealden) Steinkohlenflötze bekannt.

23. **Anthracit.**

Der Anthracit ist eine eisen- bis sammetschwarze, stark glas- bis halbmetallisch glänzende, spröde Kohlenmasse mit über 90 Prozent Kohlenstoff, in welcher sich ebenfalls Pflanzengewebe nachweisen lässt. Im Feuer verbrennt er bei starkem Luftzuge, teils mit schwacher, teils ohne Flamme, ohne Geruch und ohne Rauch und ohne zu schmelzen. Er giebt einen schwarzen Strich und ist das härteste der Kohlengesteine, geht jedoch häufig durch Abnahme seines Gehaltes an Kohlenstoff und Aufnahme von Bitumen in Steinkohle über.

Der Anthracit tritt zum Teil in selbständigen ausgedehnten Flötzen auf (z. B. im östlichen Pennsylvania), oder er bildet gemeinsam mit Steinkohle und Braunkohle Flötze, aus denen er lokal durch Umwandlung hervorgegangen ist (z. B. in Süd-Wales, am Meißner), endlich kommt er in Nestern von beschränkteren Dimensionen vor (z. B. in den Graptolithenschiefern der Grafschaft Cork in Südschottland und bei Lischwitz unweit Gera im Vogtlande).

In folgender Tabelle sind die hauptsächlichsten Unterscheidungsmerkmale der beschriebenen Kohlengesteine übersichtlich zusammengestellt.

Kohlengestein	Kohlenstoff-Gehalt	Härte	Spez. Gewicht	Strich	Erwärmte Kalilauge wird	Brennbar	Erscheinungen beim Verbrennen			
Braunkohle	55—75		0,5—1,5	braun	tiefbraun	leicht	nicht schmelzend	rußende Flamme	stark rauchend	brenzlich stinkend
Steinkohle .	75—90	2	1,2—1,5	braunschwarz	nicht oder hellgelblich braun	z. Teil leicht	z. Teil schmelzend, z. Teil sinternd	helle Flamme	stark rauchend	aromatisch bituminös riechend
Anthracit ..	über 90	2—2,5	1,4—1,7	grauschwarz	gar nicht gefärbt	nur bei starkem Luftzuge	nicht schmelzend	teils schwache, teils gar keine Flamme	gar nicht rauchend	ohne Geruch

24. Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges oder fast dichtes, zum Teil erdiges, eisenschwarzes, metallglänzendes Aggregat von Graphit. Es ist fettig anzufühlen, weich und abfärbend. Der Normalbestand des Graphitgesteines sollte reiner Kohlenstoff sein, es kommt jedoch in der Natur nur verunreinigt und zwar mit Beimengungen von Kieselsäure, Kalkerde, Thonerde und Eisenoxyd vor. Gewöhnlich tritt dieses Gestein als Graphitschiefer auf, welcher zum Teil außerordentlich regelmäßige, flötzartige, zum Teil sehr mächtige, aber auch kleinere nesterförmige Einlagerungen zwischen Gneiß und Glimmerschiefer bildet. So zwischen Gneiß und krystallinischem Kalksteine bei Krumau in Böhmen, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, zwischen Gneiß in der Umgegend von Passau und an anderen zahlreichen Lokalitäten der Gneiß- und Glimmerschiefergebiete von Skandinavien, Schottland, den atlantischen Staaten von Nordamerika und Canada. Neben dem krystallinischen Graphit besitzt der Graphitoid (Sauer), ein fast reiner amorpher Kohlenstoff, eine große Verbreitung in der Urschieferformation des Erzgebirges, Fichtelgebirges, Gouv. Olonez (Russland).

25. Petroleum (Erdöl).

Das Petroleum ist eine dünn- oder dickflüssige, farblose, gelbliche oder bräunliche Kohlenwasserstoffverbindung von stark aromatisch-bituminösem Geruche, welche aus der Zersetzung von organischen Substanzen, zum Teil tierischen Fetten (Engler) hervorgegangen ist. Nach ihrer Farbe und dem verschiedenen Grade ihrer Flüssigkeit unterscheidet man: Naphtha, wasserhell und sehr flüssig, Steinöl, gelb, opalisierend und noch vollkommen flüssig, Bergteer, bräunlich und zähflüssig.

Das Petroleum findet sich gewöhnlich als Imprägnation poröser, zelliger

oder erdiger Gesteine (Brandschiefer, Ölschiefer, bitumenreicher Kalksteine oder Sandsteine), seltener in größeren Ansammlungen innerhalb unterirdischer Hohlräume und Gesteinsklüfte. Letzteres ist im großartigsten Maßstabe in den sogenannten Ölregionen Nordamerikas im Bezirke Enniskillen in Canada-West, am Oil Creek im nördlichen Pennsylvania nahe der Grenze von Nord-New-York, am Kanawha in Ohio, am Boyd in Kentucky der Fall, wo das Petroleum zum Teil in künstlichen Brunnen zu Tage sprudelt, zum Teil in die Höhe gepumpt wird. Die zahlreichsten Fundorte von Petroleum in Europa gehören einer Zone an, welche sich dem Karpathen-Abhang entlang durch Galizien, die Bukowina, die Moldau längs des Kaukasus nach der Krim und bis in die Gegend des kaspischen Meeres (Baku, Abscheron) erstreckt. Im Unteroligocän des Elsass treten bei Pechelbronn zwischen bituminösen Mergeln linsenförmige Lager eines von Petroleum durchtränkten Sandes auf (Petrolsand), aus welchen das Erdöl durch Bergbau oder Bohrlöcher abgezapft wird.

26. **Asphalt** (Erdpech).

Der Asphalt ist eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff in nicht ganz konstanten Verhältnissen besteht. Der Asphalt besitzt einen stark muscheligen Bruch, brennt leicht mit lebhafter Flamme unter Entwicklung eines dicken Rauches und bituminösen Geruches. Der Asphalt ist ein Oxydationsprodukt des Petroleums, welches in der Berührung mit der atmosphärischen Luft zuerst zähflüssig und dann fest wird. Er findet sich demgemäß gewöhnlich als Imprägnation von porösen oder zelligen Gesteinen (Limmer bei Hannover, Lobsam im Elsass) und nur selten in Form selbständiger Lagerstätten, und dann entweder als oberflächliche Anhäufung (namentlich auf der Insel Trinidad, wo ein stundenweit ausgedehntes Asphaltgebiet bekannt ist; am Toten Meere), oder als Ausfüllung von Klüften (Bentheim in Hannover, Albertgrube in Neu-Braunschweig).

2. Klasse. **Gemengte krystalline Gesteine.**

a) massige (Typus Granit), b) geschichtete (Typus Gneiß).

1. Abteilung. **Massige Gesteine.**

Die massigen krystallinischen Gesteine sind eruptiven Ursprungs, d. h. in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern emporgedrungen. Die wichtigsten Bestandteile der bei weitem vorwaltenden Mehrzahl derselben gehören der Familie der Feldspate an. Am natürlichsten scheint es deshalb, Klassifikation und Gruppierung der hierher zu rechnenden Gesteine auf die Natur der in ihnen vorkommenden Feldspäte zu begründen. Letztere sind entweder monoklinisch (Orthoklas und Sanidin), oder triklinisch (Plagioklase)

und dann Mikroklin, Albit, Oligoklas, Labrador und Anorthit. Die Plagioklase unterscheiden sich von den Orthoklasen meist durch ihre Zwillingsstreifung, die sich unter dem Mikroskope in gewöhnlichem Lichte als parallele Längslinien, in polarisiertem Lichte durch verschiedenfarbige lamellare Streifung zu erkennen giebt. Die Feldspatgesteine zerfallen demnach in 1) Orthoklas-Gesteine und 2) Plagioklas-Gesteine, letztere mit Albit, Oligoklas, Labrador oder Anorthit als Feldspat-Gemengteil. Ist eine sichere Unterscheidung der letzteren möglich, so wird man von einem Oligoklas-, Labrador- und Anorthit-Gestein sprechen können, in vielen Fällen jedoch und besonders bei gewissen feinkörnigen oder aphanitischen Gesteinen (Melaphyr, Basalt u. a.) ist dies unthunlich, so dass die Feststellung der plagioklastischen Natur des Feldspates genügen muss. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass in manchen Orthoklasgesteinen untergeordnet Plagioklas und umgekehrt in Plagioklasgesteinen auch Orthoklas auftritt.

Der ersten der beiden obengenannten Gruppen schließen sich die Nephelin oder Leucit führenden Orthoklasgesteine an, während die Plagioklas-Nephelin- oder Leucitgesteine, nebst den feldspatfreien Nephelin-, Leucit- und Melilithgesteinen eine durch Übergänge und geologische Beziehungen innig verknüpfte dritte Gruppe bilden.

Weitere Anhaltspunkte für eine Gruppierung der gemengten massigen Gesteine sind: a) die Anwesenheit oder das Fehlen des Quarzes in ihrer Gesteinsmasse, so dass man sie in quarzhaltige und quarzfreie sondern kann; b) das Auftreten dritter Gesteinselemente (wie Hornblende, Augit, Olivin, Glimmer). Neben der mineralischen Zusammensetzung liefern gewisse wesentliche Strukturverschiedenheiten ein zweites Klassifikationsmittel, mit Hülfe dessen sich innerhalb der Hauptgesteinsgruppen eine Gliederung in körnige, porphyrische oder glasige Gesteinsreihen möglich macht.

Auf die angedeuteten Gesteinscharaktere sind die beiden folgenden tabellarischen Übersichten und Gruppierungen der massigen gemengten Gesteine von F. Zirkel und H. Rosenbusch gegründet (S. 56 bis 59).

1. Quarzhaltige Orthoklasgesteine, Familie des Granites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Glimmer.

27. **Granit.**

Der Granit besteht aus einem körnigen Gemenge von Quarz und Kalifeldspat nebst Kalk-Natronfeldspat und wechselnden Mengen von dunkelem oder hellem Glimmer. Der Kalifeldspat ist vorwiegend Orthoklas, meist schwach rötlich gefärbt und in einfachen Krystallkörnern oder Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze entwickelt. Zuweilen erreichen dieselben Dimensionen von mehreren Centimetern und verleihen bei rings entwickelten Krystallumrissen dem Granite eine porphyrische Struktur. Der im Mikroskop

F. Zirkel, tabellarische Übersicht

<table>
<tr><th rowspan="4">Alter</th><th rowspan="4">Struktur</th><th colspan="3">Gesteine mit Alkalifeldspat</th><th colspan="4">Gesteine mit</th></tr>
<tr><th rowspan="2">mit Quarz</th><th colspan="2">ohne Quarz</th><th colspan="4">ohne</th></tr>
<tr><th>ohne Nephelin</th><th>mit Nephelin od. Leucit</th><th colspan="2">mit Hornblende</th><th colspan="2">mit Magnesiaglimmer</th></tr>
<tr><th></th><th></th><th></th><th>ohne Quarz</th><th>mit Quarz</th><th>ohne Quarz</th><th>mit Quarz</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Ältere, vortertiäre Gesteine</td><td>gleichmäßig-körnig</td><td>Granit</td><td>Syenit (Hornbl.-Syenit Glimmersyenit Augitsyenit)</td><td>Nephelinsyenit (Foyait Miascit Ditroit)</td><td>Diorit</td><td>Quarzdiorit</td><td>Glimmerdiorit</td><td>Quarzglimmerdiorit</td></tr>
<tr><td>porphyrisch</td><td>Granitporphyr Quarzporphyr oder Felsitporphyr, Quarzkeratophyr</td><td>Quarzfreier Porphyr Syenit-Porphyr Glimmersyenitporphyr = Minette Augitsyenitporphyr Keratophyr</td><td>Liebeneritporphyr</td><td>Hornblendeporphyrit Dioritporphyrit</td><td>Quarz-Hornblendeporphyrit</td><td>Glimmerporphyrit</td><td>Quarzglimmerporphyrit (Korsantit)</td></tr>
<tr><td>glasig</td><td>Felsitpechstein</td><td></td><td></td><td colspan="4">glasige Ausbildung derselben</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Jüngere, tertiäre und nachtertiäre Gesteine</td><td>gleichmäßig-körnig und porphyrisch</td><td>Nevadit Rhyolith oder Liparit</td><td>Trachyt Hornbl.- Biotit- Augit- } Tr.</td><td>Phonolith Leucitphonolith Leucittrachyt</td><td>Propylit Hornblendeandesit</td><td>Quarzpropylit Dacit</td><td colspan="2">Glimmer-Andesit</td></tr>
<tr><td>glasig</td><td colspan="2">Obsidian, Bimsstein, Perlit, Trachytpechstein</td><td></td><td colspan="2">Obsidian, Bimsstein</td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

der Massengesteine.

Kalknatronfeldspat						Nephelin-gesteine	Melilith-gesteine	Leucit-gesteine
Nephelin oder Leucit					mit Nephelin od. Leucit			
mit Augit		mit Diallag	mit Enstatit od. Hypersthen	mit Olivin				
ohne Olivin	mit Olivin							
Diabas (eigentl. Diabas u. Quarzdiabas	Olivindiabas	Gabbro zum Teil	Norit (Hypersthenit Enstatitfels)	Forellenstein				
Augitporphyrit Diabasporphyrit Uralitporphyrit	Melaphyr							
Augit-Andesit	Dolerit Anamesit Plagioklasbasalt	Gabbro zum Teil	Enstatitandesit Hypersthenandesit		Tephrit (Nephelintephrit Leucittephrit) Basanit	Nephelindolerit Nephelinbasalt	Melilithbasalt	Sanidin-Leucitgestein Leucitbasalt
Hyalomelan Tachylit, Bimsstein						Tachylyt		Bimsstein

Als Manuskript gedruckt 1881. Von F. Zirkel revidiert 1886.

II. Rosenbusch. tabellarische Übersicht

		A) Orthoklas-(Sanidin-) Gesteine		B) Orthoklas-(Sanidin-) Nephelin- resp. Leucitgesteine	C) Plagioklas-			
		mit Muscovit, Biotit, Amphibol, Augit		mit Augit, Amphibol, Biotit	1) und 2) mit Biotit und Amphibol		3) mit Augit	
		quarzhaltig	quarzfrei		quarzhaltig	quarzfrei	olivinfrei	olivinhaltig
Ältere (vortertiäre) Gesteine	körnig	**Granitische Gesteine.** Muscovitgranit Turmalingranit. Granit Granitit (Amphibolgranitit). (Augitgranitit) Amphibol-Granit.	**Syenitische Gesteine.** Syenit Glimmersyenit Augitsyenit Lamprophyre (Minette und Vogesit)	**Eläolithsyenit.** (Foyait) (Miascit) (Ditroit) (Zirkonsyenit z. T.)	**Quarzdiorite.** Quarzglimmerdiorit. Quarzdiorit (Tonalit) (Banatit). Quarzaugitdiorit. Quarzepidiorit.	**Dioritische Gesteine.** Glimmerdiorit. Diorit. Augitdiorit. Epidiorit. Lamprophyre (Kersantit u. Camptonit).	**Diabasgesteine.** Diabas Quarzdiabas. Proterobas. Leukophyr. Salitdiabas. Enstatitdiabas.	**Olivindiabas.**
	perphyrisch	**Quarzporphyre.** Granitporphyr. Mikrogranit Granophyr. Felsophyr. Vitrophyr.	**Quarzfreie Porphyre.** Syenitporphyr Glimmersyenitporphyr. Augitsyenitporphyr. Quarzfreier Porphyr.	**Eläolithporphyr** (Liebeneritporphyr) (Gieseckitporphyr). Tinguait.	**Quarzporphyrite.** Quarzdioritporphyrit. Quarzporphyrit. Quarzfelsophyrit. Quarzvitrophyrit.	**Porphyrite.** Dioritporphyrit (Suldenit, Ortlerit). Felsophyrit. Vitrophyrit.	**Augitporphyrite.** Diabasporphyrit (Labradorporphyr z. T.) (Augitporphyr z. T.) (Uralitporphyr z. T.) Augitfelsophyrit. Augitvitrophyrit.	**Melaphyr.**
	glasig	**Felsitpechstein**			**Dioritpechstein.**		Glasiger Diabas (Sordawalit, Wichtisit)	
Jüngere Gesteine (tertiär und rezent)	körnig oder porphyrisch	**Liparite.** Nevadit. Liparit. (Lithoidit) (Sphärolithfels).	**Trachyt.** (Domit). (Sodalit-, Hauyn-Trachyt).	**Phonolithe.** Nephelinphonolith. Leucitphonolith. Leucitophyr.	**Dacite.** Quarzpropylit(?) Quarzglimmerandesit. Quarzamphibolandesit (Timazit).	**Andesite.** Propylit(?) Glimmerandesit. (Timazit). (Jaunit) Hauynführender Amphibolandesit.	**Augit-Andesite.** Ophit(?) Augitpropylit(?) Quarzaugitpropylit. Quarzaugitandesit. Augitandesit.	**Basalt** **(Dolerit)** **(Anamesit).**
	glasig	**Saure Gläser (Trachytpechstein, Perlit, Obsidian, Bimsstein).**						**Basaltgläser** **(Hyalomelan)** **(Tachylyt)**

der massigen (Eruptiv-) Gesteine.

…gesteine				D) Plagioklas, Nephelin resp. Leucitgesteine		E) Nephelingesteine		F) Leucitgesteine		G) Melilithgesteine	H) Olivingesteine
4) mit Diallag		5) mit Enstatit		mit Angit, Hornblende, Biotit		mit Angit		mit Angit		mit Augit	mit Augit, Diallag und Enstatit
olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinfrei	olivinhaltig	olivinhaltig	
Gabbro (Saussuritgabbro).	Olivingabbro (Forellenstein.)	Norit.	Olivinnorit.	Teschenit.							Peridodite. Pikrit. Paläopikrit. Wehrlit. Eulysit. Olivin-Enstatit-Gestein. Lherzolith. Olivinfels. Dunit. Serpentin.
											Pikritporphyrit.
Diallagandesit.	Diallagbasalt.	Enstatitandesit.		Tephrite. Nephelintephrit (Buchonit) Leucittephrit.	Basanite. Nephelinbasanit Leucitbasanit.	Nephelinit.	Nephelinbasalt.	Leucitit.	Leucitbasalt.	Melilithbasalt.	Limburgit (Magmabasalt).
							(Hydrotachylyt).				

N. Jahrb. f. Min. etc. 1882. II. S. 16.

durch seine rechtwinkelig gitterförmige Zwillingsstreifung sich auszeichnende trikline Kalifeldspat, der Mikroklin, besitzt gleichfalls eine weite Verbreitung in den Graniten, er vertritt den Orthoklas, ja verdrängt denselben zuweilen vollständig und ist wie dieser nicht blos in unregelmäßigen Körnern ausgebildet, sondern auch in porphyrartigen Einsprenglingen, welche dieselben Formen aufweisen wie der Orthoklas und daher von diesem nur durch mikroskopisch-optische Untersuchung zu unterscheiden sind. Durch schwach fettartigen Glanz, grauliche bis grünliche Färbung und feine Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltflächen machen sich die Körner des Kalk-Natronfeldspates, des Oligoklases, bemerklich, welcher in vielen Graniten nahezu die Rolle eines wesentlichen Gemengteiles spielt (Oberschlema, Kirchberg, Sachsen), nie aber, wie Orthoklas oder Mikroklin, selbständig entwickelte porphyrische Krystalle bildet. In manchen Graniten ist der plagioklastische Feldspat weißlicher Albit. An mikroskopischen Einschlüssen sind die Feldspäte der Granite im allgemeinen arm; zonare Struktur besonders der größeren porphyrischen Orthoklase wird nur zuweilen hervorgerufen durch gesetzmäßige Einlagerung von Biotitschüppchen oder kleineren Plagioklaskryställchen; sehr selten ist die vollkommene Umwachsung des Orthoklases durch Plagioklas (Rappakiwi). Der Quarz zeigt sich gewöhnlich in rundlichen Körnern oder unregelmäßig begrenzten, eine Art Füllmasse zwischen dem Feldspat darstellenden Particen, welche sich durch Glasglanz mit muscheligem Bruche und lichtgraue Färbung von den Feldspäten unterscheiden. Noch seltener wie der Orthoklas tritt der Quarz in Krystallform, nämlich in Dihexaëdern auf und zwar nur dann, wenn der Granit eine ausgesprochene Porphyrstruktur annimmt, oder umgekehrt äußerst grobkörnig wird. Gegenüber den Feldspäten ist der Quarz der Granite fast stets durch seinen Reichtum an Flüssigkeiteinschlüssen ausgezeichnet. Diese erweisen sich teils als Wasser, teils als mehr oder weniger konzentrierte Salzlösungen, dann zuweilen mit Ausscheidungen oder als liquide Kohlensäure. Die Glimmer, Biotit oder Lithioneisenglimmer und Muscovit bilden dickere oder dünnere Lamellen, in besonders grobkörnigen Graniten zuweilen große Tafeln. Zu den selten fehlenden accessorischen Bestandteilen der Granite gehören meist nur mikroskopisch entwickelte Eisenerze (Pyrit, Hämatit), ferner Apatit und Zirkon, ersterer in langen dünnen oder kürzeren Prismen, der letztere in scharfkantigen, vielflächig begrenzten Formen, welche oft einen zierlichen schaligen Aufbau besitzen und gewöhnlich schlauchförmig gestaltete (?Glas-) Einschlüsse bergen. Nach einer Berechnung A. Stelzner's enthält der Kubikmeter Lausitzer Granites nicht weniger als 1,7—2,5 kg. Zirkon in Form von Mikrolithen. Aus der großen Zahl der als zufälligem Gemengteile des Granites auftretenden Mineralien sind hervorzuheben: Turmalin, Topas, Zinnstein, Beryll, Cordierit (Pinit), Andalusit, Granat, Monazit, Dumortierit, Eisenglanz.

Der Granit ist der Typus der körnigen Gesteine. Doch unterliegt seine Korngröße großen Schwankungen, indem z. B. in manchen Ganggraniten die Bestandteile Kopfgröße erreichen, während sie in anderen porphyrischen Abänderungen fast bis zur Grenze des mit bloßem Auge Unterscheidbaren herabsinken. Zwischen diesen beiden Extremen liegt die gewöhnlichste Ausbildungsweise des Granites, die mittelkörnige. Man hat somit an den Graniten grobkörnige, mittelkörnige und feinkörnige Varietäten zu unterscheiden; stellen sich in dem mittelkörnigen Gemenge größere Krystalleinsprenglinge und zwar vorwiegend von Orthoklas ein, dann entstehen porphyrartige Abänderungen. (Karlsbad, Ochsenkopf im Fichtelgebirge, Thüringer Wald, Schwarzwald, Pyrenäen.)

Die geologischen Lagerungs- und Verbandsformen des Granites sind Stöcke, Lager und Gänge. Die Lagergranite sind den Schichtenkomplexen der archäischen Formation eingeschaltet und deshalb dieser zuzurechnen. Die stockförmigen Granite hingegen durchsetzen die angrenzenden Schiefergesteine, sind somit jünger als diese, senden zuweilen Apophysen in dieselben und haben sie in der Nähe des Kontaktes mehr oder minder intensiv umgewandelt. Die Stock- oder Massivgranite gehören demnach zu den echten Eruptivgesteinen. Ihre Eruption fällt zwar vorwiegend in paläozoische Zeitalter, erstreckt sich aber selbst bis in die Tertiärperiode hinein (Elba, Cordilleren).

Die chemische Zusammensetzung des Granites ergiebt sich aus den beiden folgenden Analysen eines harzer Granitites und eines eibenstocker Natrongranites: Kieselsäure: 73,71—77,50; Thonerde: 13,46—14,21 (nebst Fe_2O_3); Eisenoxyd: 2,20 —; Kalkerde: 1,15 — Spur; Magnesia: 1,93 — Spur; Natron: 2,60—3,35; Kali: 4,59—4,54.

Nicht selten umschliessen die Massivgranite dunkelgefärbte basische Ausscheidungen, welche linsenförmige oder elliptische, schärfere oder verschwommene Begrenzung besitzen und entweder wirre Aggregate von Biotit, Hornblende, Augit, Titanit und Feldspäten darstellen oder in seltenen Fällen eine regelmäßig sphärische Anordnung dieser Gemengteile erkennen lassen (Kugelgranite, Puddinggranite). Zuweilen vollzieht sich ganz allgemein in den randlichen Teilen der Massivs eine Ansammlung der basischen Bestandteile.

Die Form der Granitberge ist in der Regel eine gewölbte, einem Kugelabschnitte gleichende (so die des Brockens). Ihre Oberfläche ist gewöhnlich von kolossalen wollsackähnlichen Granitblöcken besäet (Felsenmeere), deren Entstehung dadurch bedingt ist, dass die Verwitterung des Granites den das Gestein durchsetzenden Klüften nachgeht, die nächstliegenden Partieen in lockeren Grus umwandelt und die zentralen Massen in Form abgerundeter fester Blöcke zurücklässt.

Unter den durch Modifikation ihrer Zusammensetzung und ihrer Struktur bedingten Varietäten der Granite sind hervorzuheben:

a. Granit im engeren Sinne; alle Granitgesteine, welche aus Kalifeldspat, Oligoklas nebst Quarz bestehen und sowohl hellen, wie dunklen Glimmer führen (= Zweiglimmer-Granite).

b. Granitit; Granitgesteine, welche nur dunklen Biotit, aber keinen Muscovit enthalten (Brocken, Riesengebirge, Lausitz, Ilmenau in Thüringen, Brixen in Tirol, Baveno). Zuweilen mit Augit oder Hornblende, welche den Biotit ganz verdrängen können. Die so entstehenden Hornblende- und Augitgranitite vermitteln den Übergang zu den Syeniten (Meißen) oder den Gabbros (Harz). Der finnländische Rappakiwi ist ein hornblendeführender Granitit.

c. Natrongranite, bei denen der Oligoklas durch Albit ersetzt ist (Eibenstöcker Massiv).

d. Lithionitgranite, bei denen der Biotit durch Lithioneisenglimmer ersetzt ist.

e. Turmalingranit, ein Granitit mit meist strahligen (sonnenartigen) Aggregaten von Turmalin und Quarz (Eibenstock, Schwarzwald, Predazzo).

f. Pegmatit, ein sehr großkörniges, nicht selten drusenreiches Aggregat von Orthoklas und Mikroklin (in bis fuß-, ja klaftergroßen Partieen), weißem Quarz, sog. Schriftgranit und großen Tafeln von silberweißem Glimmer, zu denen sich oft säulenförmige Turmaline, zuweilen auch als zufällige Gemengteile Beryll, Topas, Granat, Andalusit, Apatit, Orthit u. a. gesellen (Granulitgebiet in Sachsen, Langenbielau in Schlesien, Zwiesel im Bayerischen Walde, Ruhla in Thüringen). Unter dem Namen Schriftgranit versteht man große, meist als Bestandteile der Pegmatite auftretende Feldspat-Individuen, welche von zahlreichen parallel stehenden, stengeligen Quarz-Individuen in der Weise durchwachsen sind, dass die letzteren auf den Spaltungsflächen des Feldspates im Querbruche und zwar in Figuren, ähnlich wie hebräische Schriftzüge erscheinen. Stockscheider sind pegmatitische Strukturmodifikationen an der Grenzscheide der Granitstöcke zum Nebengestein (Geyer).

g. Aplite sind glimmerarme bis glimmerfreie Ganggranite.

Der Greisen ist ein körniges Aggregat von vorwaltendem hellgrauem Quarze und weißem, grauem, gelblichem oder grünlichem Glimmer (meist Lithionglimmer), — eine durch Silificierung feldspatfrei gewordene Modifikation des Granites, in welchen er randlich übergeht (z. B. bei Eibenstock und Geyer im Erzgebirge). Häufige und charakteristische Begleitmineralien sind Zinnstein und Topas (Zinnwald im Erzgebirge, Schlackenwald in Böhmen, Cornwall, Banka).

Unter der Bezeichnung Granophyr lassen sich alle jene porphyrischen Ganggesteine zusammenfassen, welche als Porphyrfacies des Granites (als porphyrische Mikrogranite) Apophysen von Granitstöcken bilden oder, etwas jünger als diese letzteren, den Hauptgranit und dessen Umgebung

durchsetzen, aber doch mit diesem eine geologische Einheit bilden. Werden die Granophyre mächtiger, so nähern sie sich den Granitporphyren, ja in den mittleren Gangpartieen mittelkörnigen Graniten, unterscheiden sich aber von den Apliten durch Entwickelung einer dichten Salbandzone. Die Grundmasse der Granophyre weist teils echte Mikrogranitstruktur, teils eine gesetzmäßige Anordnung von Quarz und Feldspat zu radialfaseriger Gruppierung der Mineralstengel oder zu schriftgranitischer Durchdringung beider Mineralien auf. Die porphyrischen Einsprenglinge bestehen aus dihexaëdrischen Quarzen, aus Kryställchen von Orthoklas und Plagioklas und Biotit; zuweilen jedoch fehlen unter diesen Orthoklas und Quarz, welche dann lediglich die Grundmasse zusammensetzen.

Die Pinit als Pseudomorphosen nach Cordierit führenden Quarzporphyre dürften sämtlich den Granophyren zuzurechnen sein (Bayrischer Wald, Schwarzwald, Erzgebirge). Ihre nahen Beziehungen zu den Graniten bekunden die Granophyre zuweilen auch darin, dass sie accessorisch Topas (Erzgebirge) oder Turmalin (Harz) führen.

28. **Granitporphyr.**

Der Granitporphyr besteht aus einer feinkörnigen bis dichten, unter dem Mikroskope relativ grobkörnigen Grundmasse, welche porphyrische Ausscheidungen von Feldspat, Quarz und Glimmer umfasst. Die deutlich körnige Grundmasse des Granitporphyres ist ein Aggregat von Feldspat und Quarz, wozu meist noch Biotit und nicht selten Augit, Enstatit oder Hornblende treten, welche häufig chloritisiert sind und dann der sonst bräunlichen oder graulichen Grundmasse eine grünliche Färbung verleihen. Der Feldspat der Grundmasse bildet kleine Täfelchen und Leistchen und der Quarz das Cement, oder aber beide sind zu einem gleichmäßig-mikrogranitischen Gemenge verwachsen, und zwar letzteres hauptsächlich in der Nähe der meist dichteren Salbänder oder dort wo sich das Gestein überhaupt mehr den gewöhnlichen Quarzporphyren zuneigt. In dieser Grundmasse liegen zahlreiche, meist über zollgroße, fleisch- oder ziegelrote, stark glänzende Orthoklaszwillinge, kleinere und spärlichere, gelbliche oder grünliche, matte Plagioklaskrystalle, zum Teil mit labradorartigem Schiller, sehr selten Mikrokline, erbsengroße, graue Quarzkörner und Schuppen von braunem Glimmer. Tritt neben diesen Gesteinselementen noch schwarze, säulenförmige Hornblende (wie bei Liebenstein in Thüringen) besonders deutlich hervor, so nennt man wohl das Gestein Syenitgranitporphyr. Als zufälliger Gemengteil kommt stets und z. B. in Sachsen sehr reichlich Zirkon, zuweilen auch Granat vor (bei Wurzen). Die Quarze einiger Granitporphyre enthalten neben Flüssigkeitseinschlüssen auch Glaseinschlüsse, während in der feinkörnigen Grundmasse jede Andeutung glasiger Zwischensubstanz vollkommen fehlt. Die Orthoklase des Granitporphyres sind im Innern oft noch vollkommen adularähnlich klar und durchsichtig und nur von einer trüben

Umwandlungsrinde umgeben oder sehr schön zonar struiert; sehr reich sind sie zuweilen an Glaseinschlüssen von rechteckiger Gestaltung. Der Granitporphyr ist in Deutschland namentlich im Leipziger Kreise bei Brandis, Beucha, Trebsen und Wurzen, ferner bei Frauenstein, Altenberg und Graupen im Erzgebirge, bei Liebenstein im Thüringer Walde entwickelt.

29. **Quarzporphyr (Felsitporphyr).**

Der Quarzporphyr besteht aus einer dicht erscheinenden, felsitischen Grundmasse, in welcher Krystalle von Quarz und Orthoklas, daneben auch solche von Plagioklas oder Glimmer porphyrisch ausgeschieden liegen.

Die felsitische Grundmasse ist bald schimmernd, splitterig, dann sehr hart, bald matt, rauh, locker, selbst erdig, und besitzt am häufigsten eine rötlich braune Farbe, neben welcher grünliche, gelbliche, graue, ja bläuliche Nüancen vorkommen, die oft auffallend rasch mit einander wechseln. Die Grundmasse zeigt, wie die Untersuchung von Dünnschliffen lehrt, eine überaus wechselnde Ausbildung. Bald lässt sich dieselbe noch in ein deutlich krystallines Aggregat der mikroskopisch ausgebildeten Bestandteile, also hauptsächlich von Feldspat und Quarz zerlegen, bei gekreuzten Nikols heben sich dann die Umrisse der einzelnen Mineralkörner scharf von einander ab (mikrokrystalline Ausbildung), — bald sinken diese Elemente der Grundmasse zu so winzigen Dimensionen herab, dass nur mit Hilfe stärkerer Vergrößerung ihr krystalliner Aggregatzustand erkannt werden kann (kryptokrystalline Ausbildung). Endlich verhält sich die Substanz der Grundmasse vollkommen wie ein isotroper Körper, welcher einerseits als Mikrofelsit noch eine gewisse Struktur zeigt und aus kleinsten Körnchen, zartesten Schüppchen und Fäden zusammengesetzt erscheint oder andererseits vollkommen strukturlos ist und in dieser Form das eigentliche Gesteinsglas darstellt.

Die Verbreitung und Beteiligung dieser Strukturarten der Grundmasse ist nun eine derartige, dass deren mikrogranitische Form an die oben beschriebenen Granitporphyre und Granophyre geknüpft ist, während sich kryptokrystalline, mikrofelsitische und glasige Ausbildung in wechselnden Verhältnissen an der Zusammensetzung der Grundmasse ein und desselben Quarzporphyrs beteiligen. Tritt das Gesteinsglas sehr in den Vordergrund, so wird ein Übergang zu den Pechsteinporphyren vermittelt (siehe unten).

Was die räumliche Anordnung der Grundmassebestandteile betrifft, so kann diese als richtungslos, fluidal oder sphäroidal bezeichnet werden. Die Fluidalstruktur verkörpert die Bewegungserscheinungen, welche innerhalb des ehedem glutflüssigen Gesteinskörpers vor sich gingen. Sie ist an glas- und mikrofelsitreichen Porphyren gut entwickelt, fehlt aber auch nicht solchen mit vorwiegend mikrokrystalliner Entwickelung der Grundmasse (Pyroxen-Quarzporphyre des Leipziger Kreises).

Die lagenförmige Struktur ist nur eine Modifikation der fluidalen, indem zarteste Schlieren von mikro- bis kryptokrystalliner Ausbildung nahezu parallel zu einander angeordnet sind und die porphyrischen Einsprenglinge flaserig umschließen (Augustusburg in Sachsen, Tabarz in Thüringen, Weinheim im Odenwalde).

Unter den kugeligen Aggregationsformen sind zunächst hervorzuheben die echten Sphärolithe, aus homogener, radialstrahliger Substanz bestehend, zwischen gekreuzten Nikols ein vierarmiges, schwarzes Kreuz liefernd, die Felsosphärite, rundliche, verschwommen körnige oder divergentstrahlige, büschelförmige oder eisblumenartige Ansammlungen von vorwiegend kryptokrystalliner und mikrofelsitischer Grundmasse, die in polarisiertem Lichte kein einheitliches schwarzes Kreuz mehr liefern, und endlich Granosphärite, kugelige Anhäufungen von rein mikrokrystallinisch ausgebildeter Grundmasse. Die sogenannten Kugelporphyre (Pyromeride; Corsica, Wuenheim i. Oberelsass) enthalten zahlreiche kugelige Gebilde von makroskopischen Dimensionen, welche sich als Komplexe von Sphärolithen, Felsosphäriten und Granosphäriten erweisen. Andere Porphyre führen kugelige Massen von Faust- bis Kopfgröße; diese bestehen aus konzentrischen Schalen von abwechselndem Jaspis und Chalcedon und umschließen einen Hohlraum, der von Kalkspat, Flussspat, Amethyst und Eisenglimmerkrystallen ausgekleidet ist.

Bei drusiger Struktur zeigt die Grundmasse mancher Porphyre (Mühlsteinporphyre) zahlreiche, unregelmäßig gestaltete, häufig mit Quarzkrystallen ausgekleidete Höhlungen, wodurch das Gestein ein zelliges, zerfressenes Aussehen erhält (Umgebung des Inselsberges in Thüringen, Steinsberg, Handschuchsheim, Wendenkopf im Odenwald). Andere Porphyre umschließen zahlreiche, eckige Fragmente eines mit ihnen vollkommen übereinstimmenden Gesteines, wodurch sie zu Porphyrbreccien oder Trümmerporphyren werden.

In der Grundmasse des Quarzporphyres liegen Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Glimmer porphyrisch ausgeschieden. Der Orthoklas erscheint in weißen, gelblichen oder rötlichen Krystallen mit stark perlmutterglänzenden Spaltungsflächen, z. T. sanidinähnlich frisch. Bei den einfachen Krystallen herrscht die Säulenform vor, die tafelförmigen sind stets zu Zwillingen verwachsen. Beim Zerschlagen des Gesteines erscheinen dieselben in quadratischem, rechteckigem oder sechsseitigem Querschnitte. Der nur in kleineren Krystallindividuen auftretende Plagioklas zeichnet sich in frischem Zustande durch die Zwillingsstreifung seiner Spaltungsflächen aus, verwittert jedoch so leicht, dass dieses Kennzeichen rasch verschwindet; er wird dann matt und später weich, selbst kaolinartig, während sich der Orthoklas noch vollkommen unverwittert erhalten hat. Der Quarz erscheint gewöhnlich in hirsekorn- bis erbsengroßen, mehr oder minder voll-

kommen ausgebildeten Dihexaëdern (z.B. am Auersberge bei Stollberg), zuweilen auch in unregelmäßigen Körnern, die sich als Fragmente zerborstener Krystalle zu erkennen geben. Seine Farbe ist graulich weiß bis dunkelrauchgrau, sein muscheliger Bruch fett- bis glasglänzend. Er enthält oft zahlreiche mikroskopische Glas-, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, sowie solche von der felsitischen Grundmasse, alle zuweilen von dihexaëdrischer Form und nach den Konturen des Wirtes orientiert. Während Ausscheidungen von Quarz in allen, von Feldspat in den meisten Quarzporphyren vorhanden sind, erscheint Glimmer nur seltener. Er bildet dann hexagonale Täfelchen von schwarzer oder tombackbrauner, infolge von Verwitterung silberweißer oder messinggelber Farbe.

Als fernere Gemengteile der Quarzporphyre sind mikroskopisch Magneteisen, Titanit, Granat, Hornblende, Apatit, Diallag, Augit, Enstatit, Zirkon und Anatas nachgewiesen worden.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Quarzporphyre hat sich ergeben: Kieselsäure 74, — Thonerde 12—14, — Eisenoxyduloxyd 2—3, — Kalk 1,5, — Magnesia 0,5, — Alkalien, unter denen Kali vorwiegend ist, 7—9.

In gewissen, oft ganz schwarzen Quarzporphyren des nördlichen Sachsens (Beucha-Grimma-Trebsen) ist der Gehalt an Pyroxen (Augit, Diallag, Enstatit) so beträchtlich, dass sie als Pyroxen-Quarzporphyre zu bezeichnen sind. Sie stehen mit Pyroxen-Granitporphyren in inniger Verbindung und sind wie diese oft reich an Plagioklas, Biotit und Magnetit.

Während die Quarzporphyre im allgemeinen arm an zufälligen Gemengteilen sind, von denen höchstens Granat, sowie sekundärer Schwefelkies, Epidot, Flussspat und Chlorit anzuführen sein dürften, zeichnen sie sich durch ihren Reichtum an accessorischen sekretionären Bestandmassen aus, welche als Mandeln, Nester und Schnüre von Kalkspat, Quarz, Chalcedon, Achat, Amethyst, Flussspat u. a. auftreten. In Thüringen (bei Elgersburg, Ilmenau und Friedrichroda) bilden Manganerze in Form von größeren Nestern, Adern und Spaltenausfüllungen technisch wichtige Bestandmassen innerhalb des Quarzporphyres.

Die Hauptzeit quarzporphyrischer Eruptionen fällt in die Periode des Rotliegenden, also der älteren Dyas, und ihre Hauptverbreitung innerhalb Deutschlands in eine Zone, welcher die Gegend an der Lenne und bei Brilon in Westfalen, der Odenwald, der Thüringer Wald, der Südrand des Harzes, der Halle-Leipziger Kreis, das erzgebirgische Becken und eine Anzahl Lokalitäten des Erzgebirges und Schlesiens angehören; andererseits sind aus dem argentinischen Cordillerengebiete Quarzporphyre silurischen Alters bekannt geworden.

Den Quarzporphyren schließen sich die Quarzkeratophyre an; es sind dies Quarzeinsprenglinge führende, porphyrische, durch hohen Natron-

gehalt ausgezeichnete, altpaläozoische Orthoklasgesteine (Lastau in Sachsen, Rübeland, Westfalen, Nassau).

Der **Felsitfels** ist ein hartes, kompaktes Gestein von dichtem, homogenem Aussehen und weißlicher, fleischroter oder graulicher Farbe, welches mit der Grundmasse des Quarzporphyres identisch ist, also eine von porphyrischen Einsprenglingen freie Modifikation des letzteren vorstellt.

30. **Felsitpechstein** und **Pechsteinporphyr** (Vitrophyr).

Der Felsitpechstein ist ein halb glasiges, leicht zersprengbares, an den Kanten durchscheinendes Gestein von pechähnlichem Aussehen, besitzt Fettglanz und muscheligen bis unebenen Bruch und erreicht kaum die Härte des Orthoklases. Seine vorherrschenden Farben sind dunkelgrün, braunrot und schwarz, zuweilen mit gestreifter oder wolkiger Zeichnung.

Der Pechstein ist ein natürliches, wasserhaltiges Glas, welches gewöhnlich in innigster Verbindung mit Quarzporphyren auftritt. Seine dunkele Färbung verdankt es meist in großer Zahl ausgeschiedenen krystallitischen Gebilden, und zwar opaken, geradlinigen, gebogenen, geknickten, knäuelförmig vereinigten schwarzen Nädelchen (Trichiten), winzigsten, das Glas gleichmäßig imprägnierenden Körnchen oder kleinen Stäbchen, die bald ohne gesetzmäßige Ordnung durch einander liegen, bald zu parallelen, vielfach gewundenen Strömen angeordnet die Fließbewegungen des Glases vor seiner Erstarrung verkörpern.

An Krystalleinsprenglingen führen die Pechsteine am häufigsten Krystalle von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, spärlicher solche von Biotit, Augit, Hornblende, selten Olivin und Bronzit. Pechsteine mit zahlreichen Krystalleinsprenglingen bezeichnete man früher als Pechsteinporphyr, jetzt fasst man die verschiedenen Abänderungen der Felsitpechsteine unter dem Namen Vitrophyr zusammen.

Viele Pechsteine findet man von zahlreichen Kontraktionsspältchen, nämlich perlitischen Sprüngen durchzogen, welche im Durchschnitt kreisförmigen oder arabeskenartig verschlungenen Verlauf besitzen und manchmal geradezu den Zerfall des Gesteines zu erbsengroßen Körnern mit schaliger Ablösung verursachen. Da diese Sprünge die fluidalen Mikrolithenströme unabhängig von deren Verlauf durchkreuzen, so können sie erst mit oder nach Verfestigung des Gesteines entstanden sein.

Eine weite Verbreitung in den Pechsteinen, besonders in jenen der Meißener Gegend besitzt eine mikrofelsitische bis kryptokrystalline Substanz, der sogenannte Pechsteinfelsit, welcher bisher als eine primäre Ausscheidung aus dem Pechsteinglas angesehen wurde. Doch hat sich neuerdings herausgestellt, dass derselbe ein sekundäres Produkt ist, welches sich zum Pechstein etwa ebenso verhält wie Serpentin zum Olivin. Dieser Felsit, mit hohem Wassergehalte ausgestattet, vermittelt nun im Meißener Gebiete die Umbildung des Pechsteines zu gewöhnlichem gestreiftem

Porphyr DobritzerPorphyr). Verbandverhältnisse weisen mit großer Bestimmtheit darauf hin, dass auch die Porphyre anderer Gebiete (Wechselburg, Erzgebirgisches Becken) sekundär aus Pechsteinen hervorgegangen sind, und da diese sekundären Quarzporphyre hinsichtlich der Struktur ihrer Grundmasse sich in nichts von den deckenförmigen Quarzporphyren anderer Gebiete unterscheiden, so bleibt es fraglich, ob überhaupt der rötlichen felsitischen Grundmasse der Quarzporphyre eine primäre Entstehung zugeschrieben werden darf (A. Sauer).

Auch losgerissene Bruchstücke des Nebengesteines umschließt ebenso wie der Quarzporphyr zuweilen der Pechstein, so solche von Gneiß, Glimmerschiefer und Phyllit; doch haben dieselben in ersterem wie letzterem Magma nicht die geringste Schmelzwirkung auf ihre leicht schmelzbaren Bestandteile erfahren. So sind denn auch die Kugeln des »Kugelpechsteines« von Spechtshausen nicht rundum abgeschmolzene Fragmente eines fremden Quarzporphyres, wofür sie früher angesehen wurden, sondern gehören gleichfalls zu den oben besprochenen sekundären Umbildungsprodukten des Pechsteinglases.

In Deutschland ist der Pechstein wesentlich auf die Porphyr-Territorien von Meißen beschränkt. Hier bildet derselbe gang- oder lagerartige Massen im Quarzporphyr. Ferner sind isolierte gangförmige Vorkommen dieses Gesteines in den Distrikten zwischen Tharand und Freiberg, sowie bei Leisnig und Colditz vorhanden, während dem Rotliegenden von Zwickau-Lugan-Chemnitz ein Pechsteinlager eingeschaltet ist, welches nach dem Hangenden und Liegenden in Quarzporphyr übergeht. Auch die Vitrophyre von Auer und Castelrutt (Südtirol) sowie von Lugano sind mit Porphyren verknüpft.

34. Liparit (Rhyolith oder Quarztrachyt).

Die typisch ausgebildeten Liparite sind porphyrische Gesteine, sind mit den Quarzporphyren petrographisch auf das engste verwandt, und bestehen aus einer fast dichten Grundmasse, in welcher Krystalle von Feldspat, Quarz, Glimmer und Hornblende ausgeschieden liegen.

Die Grundmasse ist ähnlich jener der Quarzporphyre felsitisch, dicht, zum Teil hornstein-, pechstein- oder thonsteinartig, weißlich, gelblich, hellgrau oder lichtrötlich gefärbt und besitzt nicht selten ein zelliges, poröses oder rauhes Aussehen, und enthält Blasen und unregelmäßige Hohlräume. In letzterem Falle ist das Gestein reich an Nestern, Trümern und Mandeln von Hornstein, Jaspis, Quarz und Amethyst. Die Blasen sind zwar gewöhnlich rundlich, oft aber auch sämtlich nach einer parallelen Richtung in die Länge gezogen, zuweilen auch ganz regellos gestaltet und sehr häufig von einer chalcedonartigen Substanz inkrustiert, oder durch Lamellen einer solchen gekammert (Lithophysen).

Unter dem Mikroskope löst sich die dichte Grundmasse mancher Liparite

in ein mikrogranitisches Aggregat von viel Sanidin, wenig Plagioklas, etwas Hornblende und mehr oder weniger glasiger Substanz auf, die Grundmasse der meisten Liparite jedoch ist ausgezeichnet mikrofelsitisch, zum Teil mit faseriger oder sphärolithischer Aggregation der Teilchen und mehr oder weniger bedeutender Beimengung von glasiger Substanz, oder sie ist endlich eine reine Glasbasis mit Mikrolithen. Sphärolithische Entwickelung und Fluidalstruktur der Grundmasse sind für die Liparite geradezu charakteristisch.

In dieser Grundmasse liegen ausgeschieden: Quarz in rauchgrauen oder wasserhellen, scharfbegrenzten Körnern oder dihexaëdrischen Krystallen, mit muscheligem Bruche und mit Glasglanz, mit viel Glaseinschlüssen, jedoch spärlichen Flüssigkeitseinschlüssen. Häufig ist der Quarz erst durch das Mikroskop nachzuweisen. Tridymit nimmt in Form dachziegeliger Aggregate und selbständiger Einzelkryställchen an der Zusammensetzung vieler Liparite teil und findet sich in oder um Hohlräume angesiedelt. Sanidin, rissige Krystalle von mitunter wasserheller Beschaffenheit, oft als kleine tafelförmige Individuen, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze. Plagioklas, in sehr wechselnden Verhältnissen vorhanden, steht in seiner Zusammensetzung zwischen Oligoklas und Albit und dürfte zuweilen fast reiner Albit sein. Schwarzer Glimmer in kleinen Blättchen, namentlich in sanidinreichen, weniger in quarzreichen Lipariten. Hornblende in vereinzelten schwarzen Säulchen, Augit in hellgrünen Körnern, endlich Apatit und Magnetit, sowie selten Cordierit, Bronzit, Hypersthen, Olivin, Topas, Turmalin.

Je nach der strukturellen Ausbildung der Liparitgesteine unterscheidet man:

eigentlichen (lithoiden) Liparit mit wechselnder, oft höchst spärlicher Menge von porphyrischen Einsprenglingen, und mit bald mikrolithischer, bald mikrokrystalliner oder mikrofelsitischer Grundmasse, zuweilen reich an Sphärolithen; den Quarzporphyren sehr nahestehend.

Nevadit, ein Liparit von fast granitischem Habitus, überaus reich an Krystallen von Quarz, Feldspat und Biotit, glasige Grundmasse tritt sehr zurück, fehlt zuweilen gänzlich. Ist an ihre Stelle mikrofelsitische bis mikrokrystalline Grundmasse getreten und das Gestein nicht mehr ganz frisch, so erinnert es sehr an ältere Granitporphyre, bei gleichzeitigem Pinitgehalt (Campiglia) an Pinitporphyre.

Der Liparit ist ein massiges Gestein, zuweilen stellt sich jedoch infolge paralleler Lagerung der dünnen Sanidintäfelchen oder durch lagenartige Abwechselung in der Beschaffenheit und Farbe der Grundmasse eine Art schieferiger Struktur ein. Ersteres ist namentlich bei den Lipariten des Baula Berges auf Island, letzteres am vorzüglichsten bei den quarztrachytischen Laven vom Taupo See auf Nord-Neu-Seeland der Fall. Auch säulenförmige

Absonderung ist bei vielen Lipariten in größter Regelmäßigkeit entwickelt, so an der Hohenburg bei Bonn, am Baula Berge, auf Palmarola.

Die Liparite besitzen eine nicht unbedeutende Verbreitung, sind jedoch als Laven unserer jetzigen Vulkane gar nicht bekannt. In Europa sind sie namentlich in Ungarn, Siebenbürgen, den Euganeen und auf Island, in kleinerem Maßstabe auf den Liparischen und Ponza Inseln und nur sehr spärlich im Siebengebirge (Rosenau und Hohenburg) und am Mont Dore vertreten.

Als Pantellerite bezeichnet man natronreiche Liparite mit 66 bis 52 % Kieselsäure, bei denen der Biotit durch Hornblende und Augit ersetzt wird.

32. Liparitgläser.

Liparitpechstein, ein grünliches, bräunliches oder gelbliches Glas, mit 5 bis 7 % Wasser, reich an Mikrolithen und oft auch an porphyrischen Einsprenglingen. Auf Island (im direktem Verbande mit Liparit), in der Auvergne, in der Gegend von Schemnitz, in den Euganeen, namentlich aber auf der Insel Arran. Hierselbst in der Menge seiner porphyrischen Einsprenglinge (Sanidin, Plagioklas, Quarz, Magnetit und Hornblende), sowie in der Verteilung und Anordnung der Mikrolithen vielfachen Schwankungen unterworfen, weist er zwar nie perlitische Struktur, stets aber die nämlichen mikrofelsitischen sekundären Trübungen der Glassubstanz auf, wie die älteren Pechsteine. Oft ist letztere von Hornblende- und Augitmikrolithen erfüllt, welche sich zu den zierlichsten farnwedelartigen Aggregaten vereinen (Fig. 17).



Fig. 17. Farnwedelähnliche Hornblende- und Augitgebilde im Pechstein von Arran. Nach *Zirkel*.

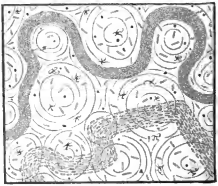


Fig. 18. Mikrostruktur des Perlites. Nach *F. Zirkel*.

Der Liparitperlit, kurz Perlit, eine glas- oder emailartige Masse von meist graublauer Färbung, welche aus hirse- bis erbsengroßen, zwiebelschalig gebauten Körnern zusammengesetzt ist. Öfters platten sich dieselben

gegen einander ab oder lassen schmale Glasbänder von bimssteinartiger, faseriger Struktur zwischen sich. Zuweilen stellen sich mikrofelsitische Partieen ein, oder regelmäßig struierte Spärolithbildungen erfüllen das Glas in solcher Menge, dass es zum **Sphärolithfels** wird. Die perlitischen Sprünge sind Erstarrungsrisse, welche wie beim Felsitpechstein die Mikrolithenströme gesetzlos durchschneiden (Fig. 18). Die Perlite führen dieselben porphyrischen Einsprenglinge wie der Liparitpechstein, mit welchem sie meist auch vergesellschaftet sind (bei Schemnitz, Telkibanya, Euganeen). Ihr Wassergehalt scheint meist geringer als derjenige der Pechsteine zu sein.

Die **Liparitobsidiane** sind sehr wasserarme bis wasserfreie Liparitgläser, zugleich arm an Einsprenglingen, doch meist erfüllt von den verschiedenartigsten Krystalliten (Globuliten, Trichiten, sowie streifenweise mit Spärolithen). Die Obsidiane von Cerro de las Navajas (Mexiko) verdanken ihren eigenartigen Schiller langgezogenen Hohlräumen.

Der **Liparitbimsstein** ist ein blasiger, schwammiger oder schaumiger Obsidian von meist lichtgelblicher oder lichtgraulicher Farbe (Lipari, Island, Schemnitz).

Sekundäre felsitische Entglasung ist eine an den Liparitgläsern weit verbreitete Erscheinung und verleiht den ursprünglich an Glasgrundmasse reichen Lipariten ihren oft altvulkanischen Habitus.

2. Quarzfreie Orthoklasgesteine, Familie des Syenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas und Hornblende, Glimmer oder Augit.

33. Syenit.

Der Syenit ist in seiner typischen Ausbildung ein krystallinisch körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende, zu denen sich sehr häufig Oligoklas und manchmal Glimmer gesellt. Der **Orthoklas** zuweilen natronhaltig) ist der vorwaltende Gemengteil, neigt oft zu tafelförmiger Entwickelung seiner dann meist Karlsbader Zwillinge bildenden Individuen, und besitzt eine rötliche oder weißliche Farbe. **Plagioklas** tritt konstant auf und kennzeichnet sich durch die Zwillingsstreifung auf seinen basischen Spaltungsflächen. Reichlichen Plagioklas führt z. B. der Syenit des Plauenschen Grundes. Die **Hornblende** bildet kurze Säulen von dunkelgrüner oder schwarzer Farbe. **Augit** kann in Krystallen oder unregelmäßigen Körnern auftreten, welche im Dünnschliffe meist lichtgrün gefärbt erscheinen (Malakolith), selten mit bräunlichen oder grauvioletten Farben durchsichtig werden. Der **Glimmer** ist stets Magnesiaglimmer von dunkelbrauner oder schwarzgrüner Farbe. Ein charakteristischer Gemengteil vieler Syenite ist rötlich- bis dunkelbrauner **Titanit**.

Unter dem Mikroskope ist in fast allen Syeniten Magnetit, in vielen Apatit, in manchen Quarz nachgewiesen worden, während glasige Zwischen-

masse vollständig fehlt, die Ausbildungsweise des Syenites somit eine durchaus krystallinische ist.

Je nachdem sich zum Orthoklas Hornblende oder Augit oder Glimmer gesellen, gliedern sich die Syenite in eigentliche Syenite, Augitsyenite und Glimmersyenite. Die Augitsyenite sind meist zugleich reich an Plagioklas (Monzoni) und führen gleichzeitig Hypersthen (Riesa, Norwegen), gehen auch in Diorite über.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Syenite kann diejenige des Syenites aus dem Plauenschen Grunde gelten: Kieselsäure 59,0, — Thonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 7,0, Kalkerde 5,0, — Magnesia 2,5, — Kali 6,5, — Natron 2,4 und geringer Wassergehalt.

Von den zahlreichen zufälligen Gemengteilen des Syenites sind neben Titanit noch Epidot (sekundär), Orthit, Magneteisen, Schwefelkies anzuführen. Das Magneteisen tritt nicht nur strichweise in Gestalt feinkörniger Imprägnationen als zufälliger Gemengteil, sondern auch in mächtigen und weit ausgedehnten unregelmäßigen Stöcken oder anhaltenden regelmäßigen Lagern innerhalb der Syenite auf. (Die Kruxe bei Suhl im Thüringer Walde, New-Jersey, New-York, Canada.)

Die Korngröße der syenitischen Gesteinselemente schwankt zwischen grob- und mittelkörnig.

Der Syenit ist wie der Granit ein massiges Gestein, besitzt eine echt granitische Struktur und durchsetzt seine Nebengesteine selbständig oder verknüpft mit Graniten und Dioriten in z. T. ausgedehnten Stöcken (Lakkolithen); ferner tritt er in schmalen Gängen von verhältnismäßig grobkrystalliner Beschaffenheit, viel verbreiteter aber in solchen von dichter, porphyrischer Struktur (vergl. S. 73) auf.

34. Quarzfreier Orthoklasporphyr.

Während der Quarzporphyr Granitmaterial in porphyrischem Habitus repräsentiert, lässt sich der quarzfreie Orthoklasporphyr als eine porphyrische Ausbildung der syenitischen Gesteinselemente auffassen, worauf auch seine chemische Zusammensetzung hinweist. Er besteht aus einer bräunlichen oder dunkelgrauen, feldspätigen, dichten, meist matten, mikrokrystallinen Grundmasse, welche zahlreiche glänzende, große Orthoklaskrystalle, trübe, kleinere und spärlichere Oligoklas-Individuen, schwarze Hornblendesäulen und dunkele Magnesiaglimmertafeln oder Augite, aber keine oder nur seltene mikroskopische Quarzkörner umschließt. Als zufällige Gemengteile erscheinen Magneteisenerz, Granat, Eisenglanz und bisweilen Olivin, sekundäre Karbonate, Epidot und Quarz. Die quarzfreien Orthoklasporphyre durchbrechen nicht nur in Gängen ihre Nebengesteine, sondern überlagern sie auch ähnlich wie die Quarzporphyre deckenartig. In Norwegen werden gewisse quarzfreie Porphyre wegen der rhombischen Durchschnitte ihrer

Feldspateinsprenglinge als **Rhombenporphyre** bezeichnet. Sie bilden bis 150 m mächtige Decken, welche sich als Ergüsse der dortigen Augitsyenite erweisen; sie sind reich an Feldspat, führen Augit, Biotit und etwas Olivin.

Als **syenitische Lamprophyre** fasst man die ausschließlich gangförmig ausgebildeten Syenitgesteine zusammen, welche meist reich an Hornblende, Biotit und Augit und deshalb sehr basisch sind und eine durchaus körnige Struktur besitzen. Die glimmerreichen Varietäten dieser syenitischen Ganggesteine bezeichnet man als **Minette**, die Augit und Hornblende führenden Modifikationen als **Vogesit** (Augit- und Hornblendevogesit). Übergänge zu den entsprechenden gangförmigen Plagioklasgesteinen, den dioritischen Lamprophyren, sind häufig.

Die Haupteruptionen aller dieser Gesteine fallen in die zweite Hälfte des paläozoischen Zeitalters. In Deutschland treten sie namentlich in der Umgebung des Schneekopfes in Thüringen, an der Südseite des Harzes, im Erzgebirge, im Plauenschen Grunde und in den Vogesen auf.

Als **Keratophyre** bezeichnet man quarzfreie, natronreiche Orthoklasporphyrgesteine des Silurs und Devons.

35. Trachyt (Sanidintrachyt).

Der Trachyt ist eine dem Syenit und dem quarzfreien Porphyr analoge Mineralkombination, nämlich ein quarzfreies, wesentlich aus Sanidin bestehendes Gestein, zu welchem Minerale sich Hornblende, Augit und Biotit, sowie mehr oder weniger reichlich Plagioklas gesellt. Der Habitus ist ein porphyrischer.

Die bald dichte, bald poröse und dann rauhe, graue oder bräunliche Grundmasse zerfällt unter dem Mikroskope in ein Aggregat von winzigen Feldspat- (und zwar Sanidin- und Plagioklas-) Mikrolithen, Hornblendenädelchen und Magneteisenpartikelchen, nebst spärlicher glasiger oder sogenannter mikrofelsitischer Zwischenmasse, und enthält makroskopische Krystalle von Sanidin und Plagioklas, auch Glimmertäfelchen und Hornblendesäulen porphyrisch ausgeschieden. Der **Sanidin** bildet zum Teil tafelförmige, zum Teil säulenförmige, rissige Krystalle, häufig von zonarem Aufbau. Sie sind fast durchweg nach dem Karlsbader Gesetze zu Zwillingen verwachsen und erreichen, so am Drachenfels, an der Perlenhardt im Siebengebirge, 5 bis 10 cm. Sie liegen zuweilen zerbrochen im Gesteine, waren also bereits ausgebildet, als sich die Hauptmasse desselben noch in plastischem Zustande befand. Eben darauf weist auch die Erscheinung hin, dass die Sanidintafeln an manchen Lokalitäten eine parallele Anordnung wahrnehmen lassen. Sie führen in ihrer Masse zahlreiche mikroskopische Glaseinschlüsse, Dampfporen, Hornblendemikrolithen und Magneteisenkörner. Diese fremdartigen Einschlüsse beschränken sich häufig auf die Mitte der Krystalle und bilden hier einen zentralen Kern, um welchen sich

eine farblose Sanidinschicht herumlegt. Der Plagioklas bildet zwar meist kleinere Krystalle als der Sanidin, übertrifft aber diesen zuweilen an Menge. Er ist teils ein mikroklinartiger Natronorthoklas, teils Oligoklas, selten basischer als dieser. Sehr häufig ist derselbe direkt an seiner Zwillingsstreifung zu erkennen, wo diese aber durch rissige Beschaffenheit verdeckt wird, dienen Farbe, Glanz und Härte, besonders aber seine buntfarbige Streifung bei Untersuchung in polarisiertem Lichte als unterscheidende Merkmale; auch die leichte Verwitterbarkeit ist für den Plagioklas charakteristisch. Zwar kommt derselbe ebenfalls porphyrisch ausgeschieden vor, doch findet er sich viel häufiger als mikroskopischer Bestandteil der Grundmasse, ja diese besteht zuweilen ausschließlich aus triklin gestreiften Plagioklaskryställchen, während die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspatindividuen Sanidin sind. Säulen und Nadeln von schwarzer (im Dünnschliffe braun durchsichtiger) Hornblende oder von oft stark pleochroitischem Augit bez. Akmit (Augit-Trachyte), Schuppen oder Täfelchen von schwarzem oder braunem Glimmer, bilden neben Sanidin die porphyrischen Einsprenglinge der Trachyte. Tridymit ist nicht allein als Ausscheidung in Drusenräumen, sondern auch als Gemengteil der Grundmasse nachgewiesen. Als weitere zufällige Gemengteile kennt man vorzugsweise Titanit, Sodalith, Magneteisen, in seltenen Fällen auch Granat.

Das Mittel der chemischen Zusammensetzung der hierhergehörigen Gesteine ist: Kieselsäure 62—64, — Thonerde 16—19, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 6, — Kalk 1,80—2,50, — Magnesia 0,80, — Kali 3,60—5,35, — Natron 4,5, — Wasser 0,22—1. — Ihr spezifisches Gewicht beträgt 2,6—2,7.

Trachyte sind in dem Siebengebirge (Drachenfels, Lohrberg, Kühlsbrunnen), im Westerwalde (Umgegend von Selters), in der Rhön (am Alsberg), bei Neapel (Mt. Olebano, Astroni), in Siebenbürgen u. s. w. nachgewiesen und sind als trachytische Laven z. B. auf Ischia bekannt.

Die Trachyte zeigen sowohl Übergänge nach den Phonolithen hin, wenn sie Sodalith bez. Hauyn aufnehmen, als auch zu den Andesiten, besonders wenn Olivin als Bestandteil auftritt. Nimmt der Glimmer stark überhand, so erinnern sie wie der Glimmertrachyt vom Monte Catini an die Minetten. In verwittertem Zustande sind die Trachyte oft von Chalcedon durchtränkt oder von Opal durchzogen (Ungarn).

Als Domite werden gewisse Trachyte der Auvergne, als Sanidinite grobkörnige, sanidinreiche Auswürflinge z. B. aus der Umgebung des Laacher Sees bezeichnet. Dieselben sind hier außerordentlich reich an zufälligen Mineraleinschlüssen, z. B. Nosean, Hauyn, Olivin, Titanit, Zirkon, Nephelin, Skapolith u. s. w. Die zwischen diesen Krystallindividuen befindliche Grundmasse zeigt alle Übergänge von fast vollkommen glasigen bis zu dem fast durchaus durch Mikrolithen von Sanidin, Oligoklas, Augit, vielleicht auch Hornblende entglasten Zustande.

Die **Gläser** der Trachyte (**Trachyt-Pechsteine**, **-Obsidiane** und **-Bimssteine**) gleichen denjenigen der Porphyre und Liparite und sind von diesen nur auf Grund ihres geologischen Verbandes und der chemischen Zusammensetzung zu unterscheiden.

3. Quarzfreie Orthoklas-Nephelin- oder Leucit-Gesteine, Familie des Nephelinsyenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas (Sanidin) und Nephelin (Eläolith) oder Leucit, nebst Augit, Hornblende und Biotit.

36. **Nephelinsyenit** (Eläolithsyenit).

Der Nephelinsyenit stellt ein mittel- bis grobkörniges, selten feinkörniges Gestein dar, welches im allgemeinen durch die Kombination Orthoklas-Nephelin charakterisiert ist. Der **Orthoklas** bildet oft größere, tafelartige, einfache Krystalle oder Karlsbader Zwillinge. Oligoklas tritt meist untergeordnet teils selbständig, teils dem Orthoklas lamellar eingeschaltet auf. Deutlich gegitterter **Mikroklin** ist selten.

Der **Nephelin** oder dessen mehr derbe, fettglänzend trübe, rötlich oder grünlich gefärbte Varietät, der **Eläolith**, findet sich bald prismatisch begrenzt, bald wenig oder gar nicht selbständig entwickelt; er beherbergt oft Flüssigkeitseinschlüsse, bisweilen Krystalle von Augit oder Sodalith, und liefert bei der Verwitterung zeolithartige Substanzen.

Zu dem Gemenge Orthoklas-Nephelin treten, jedoch in sehr wechselnder Quantität: Hornblende, Augit (z. T. als Ägirin), Biotit, Sodalith (in vorwiegend derber Ausbildung), ferner Titanit und Zirkon, seltener Wollastonit, Perowskit, Olivin u. s. w.

Schwankungen in der Zusammensetzung der Nephelinsyenite gaben Veranlassung, diesen Varietäten verschiedene Namen beizulegen: man unterschied:

Foyait, nach **Werveke** ein Gemenge von Orthoklas, Nephelin, Augit, Sodalith, Titanit, wenig Hornblende und Glimmer nebst Magnetit und Apatit (Berg Foya, Portugal, Süd-Grönland);

Miascit, in welchem schwarzer Glimmer mehr hervortritt (Ilmengebirge bei Miask);

Ditroit mit bedeutendem Mikroklin- und Sodalithgehalte (Ditro, Siebenbürgen);

Zirkonsyenit wegen des accessorisch z. T. besonders häufigen Zirkons (Laurvig, Norwegen).

Recht nephelinreiche Glieder der Nephelin-Syenite wurden neuerdings aus New-Jersey und von Montreal (mit z. T. 90 Prozent Nephelin) bekannt.

Die Nephelinsyenite sind auch porphyrischer Ausbildung fähig: es sind die Liebenerit- und Gieseckitporphyre.

Die als Gang- und Randfazies des Nephelinsyenites entwickelten Glieder des letzteren bezeichnet man als Tinguait. Derselbe gleicht einem feinkörnigen bis dichten graugrünlichen Phonolith, führt in seiner Orthoklas-Nephelin-Ägirin-Grundmasse kleine Einsprenglinge von Orthoklas, Nephelin, Sodalith, Titaneisen, Magnetit und Augit und enthält lokal bis wallnussgroße Pseudokrystalle von Leucit, erfüllt von Nephelin und Orthoklas (Sierra de Tingua in Brasilien).

Nephelinsyenite sind bekannt aus den Pyrenäen, Portugal (Foya), den Capverden, der Westküste von Afrika, dem Viti-Archipel, Brasilien, Canada, Finland, Norwegen, Grönland.

37. **Phonolith** (Klingstein).

Der Phonolith ist eine dichte, meist völlig kompakte, in frischem Zustande dunkel grünlich graue oder bräunliche, völlig quarzfreie Gesteinsmasse, auf deren unebenem, ins Splitterige verlaufendem Bruche glänzende Spaltungsflächen von Sanidin erscheinen. Das Gestein besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger Absonderung und giebt beim Schlagen einen hellen Klang. Die Mikrostruktur der Grundmasse der Phonolithe ist meist eine durchaus krystallinische, da Glassubstanz sehr zurücktritt, gewöhnlich ganz fehlt. Diese Grundmasse besteht aus Tafeln oder Leisten von Sanidin, sechsseitigen Säulen von Nephelin, Kryställchen von Augit, Leucit, Hauyn und Magnetit. Von diesen Bestandteilen waltet bei den echten Phonolithen bald der Sanidin, bald der Nephelin vor. Mikrofluktuationserscheinungen werden häufiger bei den nephelinarmen, feldspatreichen und besonders bei den trachytartigen Varietäten beobachtet. In dieser Grundmasse liegen sehr zahlreiche tafelartige Sanidinkrystalle (mit mikroskopischen Einschlüssen von Nephelin, Hauyn, Augit, Magneteisen und Glastropfen), hexagonale Säulen von Nephelin, Prismen von lichtgrünem Augit, seltener brauner Hornblende, Krystalle von Hauyn, Magneteisensteinkörnchen porphyrisch ausgeschieden, zu welchen sich noch als selten fehlende accessorische Bestandteile Titanitkryställchen, ferner spärliche Biotittäfelchen, Melanit und vereinzelte Plagioklase gesellen können. Anreicherung an letzteren bedingt Übergänge zu den Tephriten. Auf Klüften, in Blasen und unregelmäßig gestalteten Hohlräumen enthalten namentlich die hellfarbigen Varietäten des Phonolithes mancherlei zeolithische Mineralien, z. B. Natrolith, Chabasit, Desmin, Analcim, Apophyllit, ferner Kalkspat und Hyalith.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Phonolithe hat sich ergeben: Kieselsäure 59,40, — Thonerde 19,50, — Eisenoxyd und -oxydul 3,50, — Manganoxydul 0,15, — Kalkerde 2,25, — Magnesia 0,70, — Kali 6,00, — Natron 7,00, — Wasser 1,60. Ihr mittleres spezifi-

sches Gewicht beträgt 2,5. Vor dem Lötrohr schmilzt die Phonolithmasse zu einem grünlich grauen Glase, im Glaskölbchen zeigt sich ein Wassergehalt, der um so größer ist, je bedeutender die Quantität des aus der Verwitterung des Nephelins, Hauyns oder Leucits hervorgegangenen zeolithischen Gemengteiles ist.

Der Phonolith besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger, ja schieferiger Struktur und Absonderung, welche namentlich durch die parallele Anordnung der Sanidintafeln bedingt ist. Porphyrartige Varietäten entstehen, sobald sich in der dichten Grundmasse größere Sanidintafeln einstellen, die bis über 2 cm Größe erreichen können. Trachytähnlich nennt man die lichtgrauen Phonolithe mit rauher, etwas poröser Grundmasse, welcher deutlich erkennbare zeolithische Bestandteile beigemengt sind, die sich außerdem in Nestern oder Drusen ausgeschieden haben. — Die Phonolithe bilden meistens dom- oder glockenförmige Kuppen (homogene Vulkane), sowie Gänge von durchschnittlich geringer Mächtigkeit, und sind in dieser Lagerungsform in Europa besonders im nördlichen Böhmen (Marienberg bei Außig, Teplitzer Schlossberg, Milleschauer), in der Lausitz (Lausche, Limberg, Hochwald bei Zittau), im Rhöngebirge (Milseburg), im Hegau, in der Auvergne ausgebildet. Die Haupteruption der Phonolithe fällt in die zweite Hälfte der Tertiärzeit.

Den eigentlichen, wesentlich aus Sanidin und Nephelin bestehenden Phonolithen schließen sich zwei Gesteine an, in welchen der Nephelin durch Leucit vertreten wird: die Leucitphonolithe (z. B. von der Rocca monfina, das Muttergestein der bekannten großen Leucite) und die Leucitophyre. Diese letzteren weisen in einer dicht erscheinenden, dunkelen, durch Verwitterung bleichenden, aus Nephelin und Leucit bestehenden Grundmasse Krystalle von Sanidin, Hauyn und Leucit auf. Der Hauyn ist blaugrau gefärbt, bildet mehrere Millimeter große Krystalle, welche auf dem Bruche durch ihre dodekaëdrischen Umrisse deutlich hervortreten. Der Leucit erscheint in Gestalt zahlloser, sehr kleiner, durchsichtiger, in zersetztem Zustande schneeweißer Körnchen. Mikroskopisch sind außerdem Apatit, Augit und Magneteisen, bisweilen auch Tridymit nachgewiesen. Aus Leucitophyr besteht z. B. der vulkanische Kegel von Olbrück, der Burgberg bei Rieden in der Laacher Gegend, der Perler Kopf bei Hannebach, auch in der Umgebung des Kaiserstuhles und von Oberwiesenthal im Erzgebirge (hier mit wallnussgroßen Pseudomorphosen von Kalifeldspat nach Leucit) ist er verbreitet.

Phonolithgläser besitzen nur geringe Verbreitung und bilden besonders als Phonolithobsidiane die Rinde von Phonolithströmen (so auf Teneriffa). Sie sind schwarz gefärbt oder gebändert, indem Schlieren und Streifen von braunem mit solchen von lichterem Glase oder von kryptokrystalliner Beschaffenheit abwechseln (Eutaxitstruktur). Als spärliche

Krystall-Ausscheidungen treten auf: Sanidinleistehen und blaue scharfumrandete Hauynkryställchen.

4. Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit, Familie des Diorites.

38. Diorit.

Der Diorit ist ein krystallinisch-körniges Gemenge von Plagioklas (und zwar Oligoklas, Labrador, Anorthit) und Hornblende, zu welchem sich manchmal Augit, Glimmer und Quarz gesellt. Der Plagioklas ist gewöhnlich weiß, gelblich oder grünlich gefärbt, auf den Spaltflächen mit deutlicher Zwillingsstreifung versehen und zuweilen, wie das Mikroskop zeigt, durch einen schalenförmigen Aufbau mit basischem Kern und saurer Randzone ausgezeichnet. Hieraus erklärt sich die Erscheinung, dass die Verwitterung solcher Plagioklase nicht selten in deren Zentrum ihren Anfang nimmt. Er enthält zuweilen viel Flüssigkeitseinschlüsse, tritt manchmal so zurück, dass er zwischen der bei weitem vorwaltenden Hornblende nur in Mikrokrystallen zur Ausbildung gelangt ist. Die Hornblende ist meist schwärzlich grün mit starkem Glasglanz auf den Spaltungsflächen im Dünnschliff bräunlich oder grünlich. Sie bildet entweder Körner oder kurze, fast tafelförmige blätterige Säulen oder auch zarte Nadeln und ist reich an mikroskopischen Einschlüssen, so an Dampfporen, Mikrolithen von Feldspat und Magneteisen. Häufig unterliegt dieselbe einer Umbildung in Chlorit und Epidot, seltener einer solchen in Biotit oder Serpentin.

Wesentliche Abänderungen des normalen Typus werden dadurch hervorgerufen, dass die Hornblende einerseits vollständig durch Glimmer (im Glimmerdiorit), andererseits z. T. durch Augit (im Augitdiorit, richtiger: augitführenden Diorit) ersetzt wird. Überdies kann Quarz, der in den normalen Dioriten höchst untergeordnet auftritt, selbst vollständig fehlt, fast die Bedeutung eines wesentlichen Gemengteiles gewinnen, wodurch wiederum charakteristische Modifikationen der Diorite entstehen, die als Quarzdiorite, Quarzglimmerdiorite und Quarzaugitdiorite zu bezeichnen sind. In diesen Gesteinen besitzt der Quarz einen ähnlichen Habitus wie in den Graniten, nimmt aber auch zuweilen dihexaëdrische Umrisse an, so im Tonalit, einem biotitreichen Quarzdiorit des Adamellogebietes in Südtirol. Der Augit ist meist ein lichtgrüner Malakolith, seltener diallagähnlich. Unterliegt derselbe einer Umwandlung in lichtgrüne feinfaserige Hornblende (Uralit), so resultieren Uralitdiorite.

Die Struktur der Diorite ist eine bald gröber, bald feiner granitisch- oder diabasisch-körnige. Eine bemerkenswerte Kugelstruktur zeigt der Anorthitdiorit von Corsika, der Corsit, der vorwiegend aus schwärzlichgrüner Hornblende, Anorthit und Quarz besteht, lokal und zwar vorwiegend in den inneren Teilen des Eruptivstockes Ansammlungen von Anorthit und

Hornblende zu 5—8 cm großen Kugeln führt, die aus abwechselnden konzentrischen Lagen von radial gestellten Hornblende- und Feldspatstengeln bestehen.

Die Diorite bilden selbständige Stöcke (Klausen in Tirol) oder treten in enger Vergesellschaftung von Granititen, Syeniten oder Gabbros auf. Am Hudson sind sie mit Peridotiten und Noriten, in Südtirol mit Augitsyeniten, in der Herzegowina an dem 5 km langen Eruptivstocke der Jablonica mit Gabbro und Olivingabbro verknüpft, welche letztere hier das Zentrum des Massivs einuehmen und peripherisch in normale Diorite und Augitdiorite, zuletzt aber in Quarzdiorite übergehen.

Die Eruptionen der Diorite sind nicht lediglich auf die paläozoische Zeit beschränkt, sondern reichen bis in die Tertiärzeit hinein. So setzen die als Banatite bezeichneten Quarzdiorite und Quarzaugitdiorite in der unteren Kreide auf, und normale Diorite im Flysch Bosniens. Aus den Anden kennt man Quarzaugitdiorite mit granitischer Struktur und granophyrischen Orthoklas-Quarzdurchwachsungen als Tiefenfazies der daselbst als Ergussgesteine auftretenden Andesite.

Die eigentlichen Gangdiorite lassen sich äußerlich von den feinkörnigen bis dichten Gangsyeniten meist nicht unterscheiden, in verwittertem Zustande auch wohl kaum mikroskopisch. Da überdies beide durch petrographische Übergänge verknüpft sind, so fasst man dieselben unter dem Sammelnamen der Lamprophyre zusammen und scheidet diese in syenitische und dioritische. Die dioritischen Lamprophyre haben eine den Dioriten vollkommen entsprechende Zusammensetzung aus einem sauren bis basischen Plagioklas nebst grünlicher Hornblende und z. T. Augit (Camptonite) oder statt deren Biotit (Kersantite). Beide sind durch Übergänge mit einander verbunden. Obwohl die Struktur oft eine äußerlich dichte ist, so erweist sie sich mikroskopisch doch stets als rein krystallin und dann entweder gleichkörnig oder aber ausgesprochen porphyrisch, sobald in einem dichten Gemenge von Feldspat und dem einen oder anderen der übrigen drei Hauptgemengteile größere porphyrische Krystalle derselben ausgeschieden liegen. Eisenerze und Apatit sind gewöhnliche Übergemengteile, seltener ist Olivin, der zuweilen Umbildung in ein Gewirre von Strahlsteinnadeln (Pilit) erkennen lässt. Chlorit und Calcit sind in den Lamprophyren als sekundäre Produkte verbreitet.

Die Aschaffite des Spessarts sind dioritische Lamprophyre, ebenso auch die Ganggesteine von Tannebergsthal, welche gleichfalls zahlreiche Spratzlinge (Quarze und Orthoklase) des durchbrochenen Nebengesteines enthalten. Die dioritischen Lamprophyre besitzen eine große Verbreitung, so im Erzgebirge, Harz, Spessart, Odenwald, Schwarzwald, in den Vogesen u. s. w.

39. Porphyrit (Dioritporphyrit).

Die Porphyrite sind Gesteine, die in einer bräunlichen, grauvioletten oder dunkelgrauen Grundmasse reichliche Einsprenglinge von Oligoklas, von Hornblende in schwarzen Säulchen, Biotit in sechsseitigen Täfelchen oder von Pyroxen (Augit, Enstatit, Bronzit, Bastit) ausgeschieden enthalten. Die Grundmasse gleicht in ihrer Struktur entweder jener der Quarzporphyre, d. h. sie ist felsitisch in den verschiedensten Abstufungen bis zur glasigen Ausbildung, — oder sie ist mikrolithisch und setzt sich demgemäß aus zahlreichen, oft fluidal geordneten Feldspatleistchen zusammen. Porphyrite der ersteren Art führen zugleich häufig Quarz und zwar tritt derselbe in mikrogranitischem Gemenge oder in mikropegmatitischer Durchwachsung mit Feldspat in der Grundmasse oder aber in Dihexaëderform als Krystalleinsprengling auf. Tritt das meist stark wasserhaltige Glas der Grundmasse in den Vordergrund, so wird das Gestein zu einem Pechsteinporphyrit. Da das Glas desselben ähnliche Umwandlungen erfährt wie der Felsitpechstein, so ist es wahrscheinlich, dass die felsitische Grundmasse aller Porphyrite sekundär, d. h. aus Glas abzuleiten ist. Als seltener Bestandteil der Porphyrite stellt sich Granat ein (Granatporphyrite Tirols, Porphyrit von Ilfeld), auf Hohlräumen jener des Nahegebietes Tridymit. Bei der eintretenden Verwitterung entstehen am häufigsten Karbonate, Chlorit und Limonit.

Der Porphyrit verhält sich zum Diorit wie der Quarzporphyr zum Granit, stellt somit eine die reinste porphyrische Ausbildung zur Schau tragende Ergussfazies des Dioritmagmas dar. Er bildet Gänge und Decken z. B. bei Ilfeld am Harz, ferner in dem Gebiete zwischen Meißen, Wilsdruff, Potschappel, und geht hier lokal in Porphyritpechstein über. Letzterer ist auch in Südtirol, bei Erbendorf in Bayern vertreten.

40. Andesite und Dacite.

Die Andesite und Dacite repräsentieren eine sehr mannigfaltige Gesteinsgruppe, welche eine vollkommene Parallelreihe zu den älteren Porphyriten und Quarzporphyriten bildet. Wie diese durch Übergänge mit den Diabasporphyriten einerseits und den Quarzporphyren andererseits verknüpft sind, so ist auch die Grenze der basischen Andesite (Augitandesite) gegen den Plagioklasbasalt und diejenige der Quarzandesite (Dacite) gegen die Liparite eine verschwommene.

An der Zusammensetzung der Andesite beteiligt sich ein Plagioklas von meist mittlerer Basicität nebst Hornblende, Biotit, Augit, Hypersthen, sowie Magnetit und Apatit, und als seltnere zufällige Bestandteile Sanidin, Olivin, Titanit, Granat, Cordierit, Tridymit, Pyrit. Die oft größere porphyrische Einsprenglinge bildenden Plagioklase besitzen häufig Zonarstruktur mit isomorpher Schichtung, indem ein sehr basischer Kern allmählich in eine saure Randzone übergeht. Die im Schliff meist dunkelbraune Hornblende und der Biotit besitzen nicht selten Anschmelzungsrinden, in welchen

sich lichtgrüner Augit und Magnetit ausgeschieden haben. Der gemeine Augit ist grünlich oder bräunlich und gehört zu den verbreitetsten Gemengteilen der Grundmasse; unter den rhombischen Pyroxenen herrscht Hypersthen vor, der zuweilen mit Augit parallel verwachsen ist.

Wie bei den Porphyriten besteht die Grundmasse aus verfilzten oder fluidal geordneten Mikrolithen, unter denen meist Plagioklasleistchen vorwalten, oder aber sie ist glasig, mikrofelsitisch bis mikrogranitisch. Das Glas ist wasserfrei, also obsidianartig oder perlitisch. Die mikrokrystalline Umbildung desselben bringt wie bei den Porphyriten einen felsitischen Habitus der Grundmasse hervor, nur hat dieselbe an den weit jüngeren Andesiten erst geringe Ausdehnung gewonnen.

Einer mittleren Zusammensetzung der Andesite entspricht annähernd diejenige des Hornblendeandesites vom Stenzelberge im Siebengebirge mit Kieselsäure 59, — Thonerde 14, — Eisenoxyd 5, — Eisenoxydul 4, — Magnesia 1,6, — Kalk 5, — Natron 5,3, — Kali 4,6, — Wasser 1,3.

Unter den sekundären Bildungen der Andesite verschiedener Fundorte sind zu erwähnen Karbonate, Chalcedon, Opal, Alunit, Chlorit, Epidot, (letztere besonders in den Propyliten). Die Farbe der Andesite schwankt vom lichten Grau bis zum tiefsten Schwarz (Santorinlaven), schwärzlichgraue Töne sind häufig; den Plagioklasbasalten gegenüber unterscheiden sich die Andesite durch Abwesenheit makroporphyrischer Olivine, durch häufiges Auftreten größerer Plagioklaseinsprenglinge und endlich in ihren sauren Gliedern durch lichte Färbung und zuweilen mit bloßem Auge erkennbare Quarzeinsprenglinge.

Je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen der dunkelgefärbten Bestandteile unterscheidet man Glimmerandesite und Hornblendeandesite, sowie Augit- und Hypersthenandesite, von welchen die beiden ersten und die beiden letzten innig mit einander verbunden sind. So nehmen Hypersthen- und vor allem Augitandesite wesentlichen Anteil am Aufbau der Cordillere. Normale Hornblendeandesite kennt man aus dem Siebengebirge, der Rhön, Ungarn und Siebenbürgen. Ferner spielen die Andesite unter den recenten Laven eine große Rolle (Santorin).

Die den Quarzporphyriten entsprechenden Dacite nähern sich in ihrem äußeren Habitus z. T. sehr den Lipariten, führen dihexaëdrischen Quarz ausgeschieden, besitzen bald eine felsitische, bald eine vorwiegend mikrolithische Grundmasse und führen neben Quarz Einsprenglinge der normalen Andesite.

Propylite und Quarzpropylite (Grünsteintrachyte älterer Autoren) sind stark veränderte Andesite und Dacite, welche sich durch felsitische Ausbildung der Grundmasse, trübe Beschaffenheit der Feldspäte, Beimengung von uralitischer, feinfaseriger Hornblende und von Epidot, endlich, bei größerem Reichtum an Einsprenglingen, durch ein fast granitporphy-

risches Aussehen und somit im Ganzen durch einen altertümlichen Habitus auszeichnen (Ungarn, Nevada).

5. Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine; Familie des Gabbros.

41. Gabbro.

Der Gabbro ist ein granitisch körniges Aggregat von Plagioklas und Diallag. Der Feldspat des Gabbros ist meist ein sehr basischer Labrador oder Anorthit, welche durch konzentrierte Salz- oder Schwefelsäure zersetzt werden. Der Labrador bildet mehr oder minder große, glänzende Individuen von weißlich grauer, bläulich violetter Farbe, ist oft reich an Flüssigkeitseinschlüssen, meist aber ist er angefüllt von mikroskopischen schwarzen Nädelchen, punktförmigen Körnchen und abgerundet sechsseitigen Lamellen, welche seine trübe Färbung bedingen. Gleiches gilt zuweilen vom Anorthit. Der Saussurit, welcher aus der Verwitterung des Feldspates hervorgeht, ist dicht, matt weiß oder grünlich oder bläulichweiß, und setzt sich neben unbestimmbaren Verwitterungsprodukten aus Nädelchen von farblosem Tremolit, Körnchen von Zoisit, Epidot, Albit und Skapolith zusammen.

Der Diallag ist grau bis schmutzig ölgrün oder bräunlich, nach der Richtung des Orthopinakoides höchst vollkommen spaltbar, auf welchen Spaltungsflächen er metallartigen, schillernden Perlmutterglanz besitzt. Seine Individuen sind oft mehrere Zoll groß und werden nicht selten an ihren Rändern von einer grünlichen Hornblenderinde dergestalt umfasst, dass die Hauptachsen und Spaltungsflächen beider Mineralien parallele Lagen besitzen. Diese Umsäumung des Diallages durch Hornblende ist namentlich deutlich in Dünnschliffen zu beobachten und beruht auf einer Umbildung des ersteren in letztere (Uralitisierung). Das Mikroskop zeigt, dass der Gabbro-Diallag oft vollkommen von dunkelbraunen oder schwarzen Mikrolamellen angefüllt ist, welche mit ihren breiten Flächen parallel dem Ortho- und Klinopinakoid gelagert sind. Die grasgrüne Varietät der Hornblende, der Smaragdit erscheint in perlmutterglänzenden Individuen und dürfte aus dem Diallag hervorgegangen sein. Der Diallag ist nicht selten mit rhombischem Pyroxen (Enstatit, Hypersthen) parallel verwachsen. Durch die selbständige Beteiligung der letzteren am Gesteinsgemenge enstehen Übergänge zum Norit.

Ein häufiger accessorischer Gemengteil des Gabbros ist der Olivin. Derselbe bildet dunkelgrüne Körnchen, überwiegt bei manchen Gabbros an Menge selbst die Diallage, tritt aber meist erst im Dünnschliffe deutlich hervor. Ganz eigentümlich für die Gabbro-Olivine im Gegensatze zu den Basalt-Olivinen scheint ihr außerordentlicher Reichtum an Mikrolithen zu sein, welche hakenförmig gebogen und dann zu Sternen angeordnet sind. Die olivinreichen Gabbros werden als Olivingabbros bezeichnet (Volpersdorf, Veltlin, schottische Inseln Mull und Skye, Ödegarden in Norwegen).

Die Gemengteile des Gabbros sind zu einem rein granitisch körnigen Aggregate regellos verwachsen; auch bei mikroskopischen Untersuchungen zeigt sich keine amorphe Basis zwischen den Mineralindividuen, vielmehr ist auch die Mikrostruktur eine granitische.

Als typisches Beispiel für die chemische Zusammensetzung normaler Gabbrogesteine mag die Analyse eines solchen aus dem Radauthale im Harze angeführt werden: Kieselsäure 53,65, — Thonerde 20,77, — Eisenoxyd 0,98, — Eisenoxydul 7,61, — Kalk 9,16, — Magnesia 1,57, — Kali 1,61, — Natron 3,33, — Glühverlust 1,33.

Von zufälligen Gemengteilen sind neben Olivin bemerkenswert: Biotit, Chromit, Hornblende, Granat, Serpentin, Talk, Apatit, Zirkon, Magnetkies, Schwefelkies, Magneteisen. Der Gabbro ist ein massiges, polyëdrisch abgesondertes Gestein, welches in inniger Verknüpfung mit Graniten, Dioriten, Noriten und Serpentin mächtige Stöcke zusammensetzt. Ganz ähnliche Gesteine finden sich lagerartig in den krystallinen Schiefern eingeschaltet.

Die Eruption des Gabbros fiel nicht bloß in die paläozoische Zeit, sondern auch in weit jüngere Perioden, wie die Gabbrovorkommnisse auf Elba, den Hebriden, in Bosnien und der Nordschweiz (Iberg) beweisen, welche in der Kreide und dem unteren Tertiär aufsetzen. Andere bekannte Gabbrovorkommen sind die des Zobten, die von Neurode und Ebersdorf in Schlesien, des Radauthales im Harze, bei Dillenburg in Nassau, bei Volpersdorf in der Grafschaft Glatz.

Der **Forellenstein**, ein diallagarmer bis -freier Olivingabbro, besteht aus einem Aggregat von Plagioklas, und zwar wohl meist Anorthit und größtenteils zu Serpentin verwandeltem Olivin. Der Anorthit ist graulichweiß, teils bildet er krystallinische Partieen, teils dichte matte Massen. Der Serpentin liegt in unregelmäßigen dunkelen Flecken zwischen dem Feldspatgemengteil. Unter dem Mikroskope erkennt man, dass anscheinend ganz aus Serpentin bestehende Körner zuweilen noch einen Kern von Olivin besitzen, der jedoch bereits von Serpentinäderchen durchschwärmt wird. Auch in den zum Teil bereits ziemlich stark zersetzten Feldspat ziehen sich Serpentinadern hinein.

Vorkommen: Volpersdorf, Harzburg, Drammen.

12. **Norit (Hypersthenit** und **Schillerfels).**

Die Norite sind Gabbros, deren Diallag durch einen rhombischen Pyroxen, also Hypersthen oder Enstatit ersetzt ist und die deshalb eine vollkommene Parallelreihe zu den Gabbros bilden. Man hat demzufolge auch olivinfreie und olivinführende Glieder zu unterscheiden. Übergänge zu den Dioriten werden durch Hornblendenorite und Glimmernorite vermittelt. Im fein- bis grobkörnigen Gesteinsgemenge der Hypersthenite herrscht der Labrador gewöhnlich vor und ist in der Regel weißlichgrau, bisweilen auch grünlich, gelblich oder bläulichgrau gefärbt. Der Hyper-

sthen ist schwärzlichbraun oder grünlichschwarz und besitzt meistenteils auf den Hauptspaltungsflächen seiner oft großblätterigen Individuen einen kupferroten Schiller und metallartigen Glanz. Dieser wird durch Interponierung einer enormen Anzahl von unter sich und der brachydiagonalen Spaltungsrichtung parallel gelagerten, fast undurchsichtigen, gelblich- bis rotbraunen Lamellen (vielleicht von Brookit) verursacht. Bisweilen werden die Individuen des Hypersthenes von grünlichschwarzer Hornblende eingefasst oder sind mit solcher verwachsen.

Chemische Zusammensetzung eines typischen Hypersthenites: Kieselsäure 49,90, — Thonerde 16,04, — Eisenoxyd 7,81, — Kalkerde 14,48, — Magnesia 10,08, — Kali 0,55, — Natron 1,68, — Wasser 1,46.

Als zufällige Gemengteile sind zu nennen: Schwefelkies, Magneteisenerz, Titaneisenerz in zahlreichen Einsprenglingen, Granat, Glimmer und Apatit in einzelnen Krystallen. Die Hypersthenite sind granitisch-körnige, massige, stets ungeschichtete Gesteine, welche gang- oder stockförmig auftreten, und meist mit Gabbro verknüpft sind. Fundorte des Hypersthenites sind: Igalliko in Grönland, Farsund in Norwegen, Paulsinsel an der Küste von Labrador.

Der Schillerfels ist ursprünglich zusammengesetzt aus Anorthit und Enstatit (Protobastit), zu welchen sich als Produkte der fortschreitenden Umwandlung des letzteren durch Wasseraufnahme noch Schillerspat (Bastit), sowie Serpentin und Chrom- oder Magneteisenerz gesellen. Der Anorthit ist grau, dicht, saussuritartig, der Enstatit oder Protobastit durchscheinend, hellbräunlich bis grünlichgelb mit starkem Perlmutterglanze auf den Spaltungsflächen, während der Schillerspat (Bastit), wie gesagt ein Umwandlungsprodukt des Protobastites, stark metallischen Perlmutterglanz besitzt, grün, messinggelb oder braun gefärbt, förmlich von Serpentinkörnern durchspiekt und deshalb auf den Flächen seines Blätterdurchganges mit dunkelen, matten Flecken gesprenkelt ist. Das Mischungsverhältnis dieser Gemengteile schwankt sehr bedeutend, so dass Anorthit und Protobastit abwechselnd sich gegenseitig vollständig verdrängen können, wodurch sich das Gestein einem einfachen nähert.

Chemische Zusammensetzung eines typischen Protobastitfels vom Radauberge bei Harzburg: Kieselsäure 49,23, — Thonerde 25,15, — Eisenoxyd 1,30, — Chromoxyd 0,03, — Eisenoxydul 3,29, — Manganoxydul 0,34, — Kalk 12,57, — Magnesia 8,92, — Kali und Natron 0,99 — Wasser 0,64.

Vorkommen: am Radauberge bei Harzburg, bei Schriesheim an der Bergstraße.

Als Hyperit werden feldspatfreie Olivinuorite bezeichnet.

Noritpechstein, eine glasreiche Modifikation der Norite, besteht aus braunschwarzer, pechglänzender Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas, Enstatit, sowie monoklinem Pyroxen. Cheviot Hills.

6. Plagioklas-Augit-Gesteine; Familie des Diabases und Melaphyres.

§ 3. **Diabas** (früher Grünstein).

Der Diabas ist ein grob- bis feinkörniges, selbst dichtes, festes, zähes, grünes oder grünlichgraues Gemenge von Plagioklas und Augit, wozu sich Magneteisen, Titaneisen, Apatit und etwas Orthoklas, ferner in manchen Diabasen Hornblende, Salit, Enstatit, Olivin und Quarz gesellen. Ein chloritisches Mineral sekundärer Entstehung besitzt in den meisten Diabasen eine weite Verbreitung, fehlt aber in anderen. Der Plagioklas der Diabase ist in den körnigen hierher gehörigen Gesteinsvarietäten makroskopisch sichtbar, in den dichten Abarten nur unter dem Mikroskope nachzuweisen. Er bildet meist leisten- und tafelförmige Individuen oder unregelmäßige Körner mit deutlicher Spaltbarkeit und in frischem, freilich seltenem Zustande mit der für ihre polysynthetische Zusammensetzung charakteristischen Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen. Er gehört dem Oligoklas, Labrador oder Anorthit an. Äußerst frische Plagioklase zeigen nicht selten Glaseinschlüsse. Bei eintretender Zersetzung verschwindet die Zwillingsstreifung, der Feldspat wird trübe und stellt eine weißliche Masse dar, die sich bei starker Vergrößerung unter dem Polarisationsapparat als ein körneliges, kurzfaseriges, strahliges, eisblumenähnliches Aggregat von wahrscheinlich zeolithischen Substanzen erweist. Meistens wird der verwitternde Plagioklas mit Calcit durchtränkt, zugleich wandern auf Rissen Chloritschüppchen ein, oder es entwickelt sich Epidot, zuweilen bis zur vollständigen Verdrängung des Feldspates.

Der Augit, der zweite Hauptgemengteil der Diabase, bildet krystallinische, unregelmäßig konturierte Körner, seltener ausgebildete, kurzsäulige Krystallindividuen, und besitzt eine schwarze, bräunliche oder grünliche, im Dünnschliffe eine lichtbräunliche, lichtrötliche oder gelbliche Farbe. Sehr gewöhnlich ist er von sich unregelmäßig verzweigenden Sprüngen durchzogen und mehr oder weniger stark zersetzt. Diese Umwandlung kann bis zur völligen Zerstörung des Augites fortschreiten, an dessen Stelle dann eine lauchgrüne, schuppige oder faserige Substanz, ein wasserhaltiges Magnesia-Eisenoxydulsilikat, ein chloritartiges Mineral, oft mit Calcit und sekundären Eisenerzpartikeln vermischt, getreten ist. Da über die Zugehörigkeit dieses Zersetzungsproduktes zu der einen oder anderen Mineralspezies noch Zweifel herrschen, ist es auch wohl mit dem provisorischen Namen Viridit (Vogelsang) belegt worden. Bisweilen geht aus dem Augit erst faserige Hornblende (Uralit), aus dieser dann Chlorit hervor.

Ein sehr verbreiteter, wenn auch mikroskopischer Gemengteil der Diabase ist der Apatit, welcher in langen, farblosen, hexagonalen Krystallnadeln die übrigen Bestandteile durchspickt, ferner Titaneisen (häufig mit weißlicher Leukoxen-Rinde), Magneteisen, Eisenkies.

Als charakteristische Übergemengteile mancher Diabase sind braune Hornblende, Biotit, Olivin und Quarz anzuführen. Als Produkte der Zersetzung sind Kalkspat, Serpentin, Chrysotil, Epidot und Quarz allgemein in den Diabasen verbreitet und durchsetzen dieselben häufig in Trümern und Schnüren, seltener hingegen sind Granat und Webskyit (Hessen).

Die Mikrostruktur der hierher gehörigen Gesteine ist eine durchaus körnige und zwar eine für die Diabase geradezu charakteristische. Sie äußert sich auf die Weise, dass entweder die Zwischenräume zwischen den unregelmäßig durch einander liegenden Plagioklasleisten von Augitsubstanz erfüllt sind (ophitische Struktur), oder dass bei feldspatreichen Diabasen die Augite als wohl begrenzte Krystalle in einem verhältnismäßig grobkrystallinen Plagioklasgrund eingebettet erscheinen. Durch nachträgliche chemische oder dynamometamorphe Einflüsse ist diese diabasisch-körnige Struktur oft mehr oder minder verwischt.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der normalen körnigen Diabase ergiebt sich: Kieselsäure 50,0, — Thonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 12,5, — Kalk 9,0, — Magnesia 5,0, — Kali 1,0. — Natron 3,0, — Wasser 2,0. — Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2.9.

Nach der Verschiedenartigkeit ihrer Makrostruktur unterscheidet man folgende Diabas-Varietäten:

Körnigen Diabas, ein granitisches Gemenge von deutlich erkennbaren Individuen (bei Ilmenau im Thüringer Walde, bei Clausthal im Harze, bei Dillenburg in Nassau u. a. O.).

Dichten Diabas (Diabasaphanit), das Korn der Gemengteile ist zur äußersten Feinheit herabgesunken, so dass das Gestein dicht erscheint, mikroskopisch jedoch immer noch ein feinkörniges Gemenge darstellt. Seine Farbe ist grün und wird durch hohen Chloritgehalt bedingt. Ebenso wie von Chlorit ist der Diabasaphanit stark von Karbonaten imprägniert (Rübeland, Elbingerode im Harz, Lichtenberg im Fichtelgebirge). Besonders chloritreiche Aphanite nehmen nicht selten schieferige Struktur an (Diabasschiefer).

Porphyrischen Diabas (Diabasporphyr), in feinkörniger bis aphanitischer, unrein graugrüner Diabasgrundmasse liegen einzelne größere Individuen der den Diabas zusammensetzenden Mineralien, also Augit oder Plagioklas ausgeschieden. Diese Ausbildung leitet hinüber zu den Diabasporphyriten und Melaphyren.

Variolit (Perldiabas) enthält in einer durchaus dichten, meist dunkelgrünen Grundmasse zahlreiche bis erbsengroße, felsitisch dichte, weiße bis graulichweiße oder schwach violett gefärbte Kügelchen (Variolen) ausgeschieden, welche mit der Grundmasse innig verwachsen, indes härter als diese sind und daher bei der Verwitterung höckerig aus derselben hervorragen. Dass die Variolite Strukturformen der Diabase sind, wird bewiesen

durch deren innigen geologischen Verband, sowie durch die mikroskopische Untersuchung. Hiernach besteht die Grundmasse der Variolite z. T. aus einem überaus feinkörnig-krystallinen Aggregat von farblosen Plagioklasleistchen, Hornblendenädelchen, Augitkryställchen und Titaneisenlamellen; an anderen Stellen sinken diese Bestandteile zu winzigsten, kaum noch bestimmbaren Mikrolithen herab, zwischen welchen endlich eine, wie es scheint, glasige, mit Körnchen und Nädelchen erfüllte Basis mehr oder weniger zur Geltung kommt. Eine entsprechende Abstufung in der krystallinen Entwickelung zeigen auch die kugeligen Konkretionen (Variolen) der verschiedenen Vorkommnisse. Sie stellen mehr oder minder vollkommen radialstrahlige, oft verzerrte Aggregate dar, welche in dieser ihrer Struktur z. T. den echten Sphärolithen, z. T. den Felso- und Granosphäriten der Quarzporphyre entsprechen, und bisweilen bald in zentraler Anhäufung, bald in radialer Gruppierung Plagioklasleistchen, Augit- und Hornblendenädelchen und Ilmenitlamellen enthalten. Die Verbreitung der Variolite ist eine geringe und stets auf die äußeren Teile gewisser Diabaslager beschränkt. Die bekanntesten Variolitvorkommnisse sind die von Berneck (Fichtelgebirge), Schönfeld (Vogtland), des Gouv. Olonez und der Durance.

Kalkaphanit, eine aphanitische, chloritreiche Diabasmasse mit runden Kalkspatkügelchen, welche oft so dicht neben einander auftreten, dass das diabasische Cement fast verschwindet und Kugel an Kugel gedrängt liegt. Dieses Gestein nimmt zuweilen schieferige Struktur an und wird dann als Kalkaphanitschiefer bezeichnet.

Diabasmandelstein, eine aphanitische Diabasgrundmasse, welche Mandeln von Kalkspat, also durch Infiltration ausgefüllte Blasenräume enthält (Nassau, Gegend von Hof).

Die sämtlichen, oben charakterisierten Varietäten sind durch Übergänge eng verknüpft. Durch Veränderung der Korngröße, durch das Auftreten porphyrischer Ausscheidungen oder mandelartiger Sekretionen, durch Annahme schieferiger Struktur wechselt der Gesteinscharakter des diabasischen Mineralgemenges in kurzen Zwischenräumen vollkommen (so namentlich in Nassau). Die Diabase treten gangförmig (Lausitz, Fichtelgebirge), z. T. als intrusive Lagergänge auf, welche zuweilen das Nebengestein kontaktmetamorphisch beeinflussten, oder sie bilden gleichalterige Lager zwischen paläozoischen Thonschiefern, Grauwacken, Kalksteinen und Kieselschiefern. In letzterem Falle haben sie sich deckenartig auf dem einstigen Meeresboden ausgebreitet und sind darauf selbst von sedimentärem Materiale bedeckt worden, mit welchem eine petrographische Verknüpfung durch mit den Diabaseruptionen verbundene Tuffbildungen hergestellt wurde. Die Oberfläche mancher Diabaslager besitzt, falls wohlerhalten, ganz das Aussehen rezenter Gekröse- und Stricklaven. In Deutschland sind die Diabase vorzugsweise in den Lahngegenden Nassaus, in Westfalen, im Harze, in der

Nähe von Freiberg, im Vogtlande und im Fichtelgebirge entwickelt. Auswärts erreichen sie im Silurbecken von Kristiania, namentlich aber in Westafrika (Riffe der Congo-Fälle) große Ausdehnung, beschränken sich aber nicht auf paläozoische Formationen, sondern setzen sogar noch im Flysch z. B. der Allgäuer Alpen, Norditaliens und Bosniens auf.

Bei der Zusammensetzung einiger Diabase beteiligt sich Quarz zuweilen in solcher Reichlichkeit, dass man dieselben als Quarzdiabase bezeichnet hat, die jedoch keine große Verbreitung gewinnen. Der Quarz derselben ist meist reich an Flüssigkeitseinschlüssen.

Dahingegen besitzt der Olivin eine klassifikatorische Bedeutung. Danach zerfallen die Diabase in eigentliche Diabase und Olivindiabase, die jedoch nicht scharf geschieden sind. Die Olivindiabase erlangen nicht so große Verbreitung wie die eigentlichen; zu ersteren gehören z. B. diejenigen der Dill- und Lahngegend, einige schottische und südgrönländische Diabase, sowie derjenige von Kinnekulle. Auch gewisse Rhombenporphyre sind porphyrische Modifikationen der Olivindiabase. Die eigentlichen Diabase sind in Sachsen, Thüringen, Fichtelgebirge, Harz weit verbreitet.

Als besondere Diabasvarietäten sind noch anzuführen:

1. Proterobas (Hornblendediabas) mit primärer brauner Hornblende, rötlich braunem Augit, Plagioklas, Chlorit, Titaneisen, meist auch Magnesiaglimmer, zuweilen Titanit. Hierher gehören viele Diabasgänge des Lausitzer Granitplateaus, sowie der die ältere Kreide Österr. Schlesiens an zahlreichen Punkten durchsetzende Teschenit, welcher Analcim, Natrolith und Apophyllit als Neubildungsprodukte auf Drusenräumen führt (Rohrbach).

2. Leukophyr, hellfarbig mit saussuritartigem Plagioklas, wenig blassgrünem Augit, Chlorit in Menge und Titaneisen.

3. Salitdiabas mit gewöhnlichem Augit und farblosem Salit.

4. Uralitdiabas (nebst Epidiorit), mit in Uralit (grüne, faserige Hornblende) umgewandeltem Augit.

Die Ophite der Pyrenäen sind mesozoische Eruptivgesteine vom Habitus olivinfreier Diabase und bestehen aus Augit, Diallag, Diallaguralit, Plagioklas, Viridit, Epidot und Titaneisen; accessorisch sind: Pyrit, Hämatit, Apatit, Hornblende, Quarz, Biotit, Calcit.

Den Olivindiabasen schließen sich die Paläopikrite Gümbel's an. Dieselben haben in frischem Zustande vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit und Titaneisen bestanden, zu denen sich in meist sehr geringer Menge brauner Biotit, Hornblende und Apatit gesellt. Olivin und Augit sind jetzt überall zum größten Teile in serpentinöse und chloritische Substanzen umgewandelt (Fichtelgebirge, Vogtland, rechtsrhein. Übergangsgebirge).

44. **Melaphyr** und **Diabasporphyrit** (Augitporphyrit und Labradorporphyrit).

Melaphyr und Diabasporphyrit sind dichte porphyrische, sehr häufig mandelsteinartig ausgebildete Gemenge von Plagioklas (selten auch Ortho-

klas), Augit und z. T. Olivin nebst titanhaltigem Magneteisenstein und Apatit, zuweilen mit accessorischer, schwarzer Hornblende, rhombischem Pyroxen oder Biotit. Der Melaphyr stellt die porphyrische Form der Olivindiabase vor, während die entsprechende olivinfreie Ausbildung als Diabasporphyrit bezeichnet wird. Strukturell vermittelt letzterer die Verbindung zwischen den extrem porphyrisch entwickelten Melaphyren und den körnigen Diabasen. Seine Grundmasse zeigt entweder eine durchaus krystalline oder eine äußerst dichte körnelige Ausbildung und enthält größere porphyrische Einsprenglinge von Augit und Labrador (Porfido verde antico) oder fast nur solche von Augit, endlich kann dieselbe aus Glas, erfüllt von Augit- und Plagioklasmikrolithen, bestehen und dann ebenfalls die genannten porphyrischen Einsprenglinge enthalten.

Die Melaphyrmasse ist in frischem Zustande dicht, zäh und hart, sie ist schwarz, grünlich, rötlich, bräunlich oder blauschwarz gefärbt, ihr Bruch ist uneben, schwach muschelig, ihre Härte die des Feldspates oder geringer, ihr spezifisches Gewicht durchschnittlich 2.69, — bei eintretender Verwitterung nimmt sie erdiges Gefüge und ihre Oberfläche eine anfänglich grüne, später ockerbraune Färbung an, riecht thonig und braust mit Säuren, enthält also durch Zersetzung von Silikaten entstandene Karbonate. Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung der Melaphyre können folgende Zahlen gelten: Kieselsäure 52,8, — Thonerde 19,2, — Eisenoxydul und -oxyd 9,0, — Kalkerde 9,0, — Magnesia 4,0, — Kali 3,0, — Natron 2,0, — Wasser 1,0, — Kohlensäure, Phosphorsäure und Titansäure 1,0.

Bei mikroskopischer Untersuchung ergiebt es sich, dass auch die Grundmasse des Melaphyrs nur zum Teil krystallinisch ausgebildet ist, zum Teil aber aus glasiger oder mikro- bis kryptokrystalliner Substanz besteht, welche sich zwischen die einzelnen größeren Krystalle drängt. Diese Basis ist in den Melaphyren je nach den verschiedenen Fundpunkten mehr oder weniger reichlich in frischem Zustande vorhanden oder bildet infolge der Verwitterung eine fast impellucide, meist schmutzig grüne Substanz, deren Struktur nur in wenig Fällen deutlich zu erkennen ist. Die Mikrolithe, welche in der glasigen Grundmasse oft dicht aneinander gedrängt liegen, sind teils schwarze Körnchen, teils regellos zerstreute oder büschelig geordnete Nädelchen und Härchen. Die Menge der mehr glasigen oder mehr mikrofelsitischen Basis im Vergleiche mit den krystallinisch ausgebildeten Bestandteilen des Melaphyrs ist außerordentlich verschieden. Zuweilen bildet sie die vorwaltende Masse des Gesteins, oft aber tritt sie nur noch als schmaler Saum der Krystalle auf, ja scheint in manchen Fällen ganz verschwunden zu sein. Mikrofluktuationsstruktur zeigt sich nicht nur durch die stromartige Anordnung der Mikrolithe, sondern auch darin, dass die Feldspat- und Augitkryställchen eine gleiche Richtung und Lage angenommen haben. Aus der beschriebenen Grundmasse treten unter dem Mikroskope hervor: zwil-

lingsstreifige Plagioklase (zuweilen mit Grundmasse-Einschlüssen erfüllt), selten auch nach dem Karlsbader Gesetze verwachsene Orthoklase (Manebach, Kirn), schwarze, undurchsichtige Körner von Magneteisen, Olivin in frischem und serpentinartig zersetztem Zustande, einer der wichtigsten Gemengteile der Melaphyre, Augit, oft an Menge stark zurücktretend, Apatit in farblosen, hexagonalen Nadeln.

Eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit der Melaphyre ist ihre große Neigung zur Mandelsteinstruktur. Die Grundmasse der Melaphyrmandelsteine befindet sich gewöhnlich in einem mehr oder weniger zersetzten Zustande, ist meist grünlich schwarz, rötlich braun oder bläulich schwarz gefärbt und umschließt mehr oder weniger zahlreiche Mandeln. Dieselben besitzen eine mandel- oder birnförmige, kugelige oder auch langgezogen wurmförmige, z. T. sich verästelnde Gestalt (z. B. am Lake Superior, in den südafrikanischen Maluti-Bergen) und schwanken in ihren Dimensionen zwischen Hirsekorn- und Kopfgröße. Die ursprünglichen Höhlungen verdanken Gas- und Dampfblasen, welche sich in der zähflüssigen Gesteinsmasse bildeten, ihre Entstehung und wurden später durch Absätze aus infiltrierten Mineralsolutionen ganz oder teilweise ausgefüllt. Die erste Auskleidung der Hohlräume bildet fast immer Delessit, der kleine Mandeln vollständig ausfüllen kann, während dies bei größeren durch Kalkspat, Braunspat, Achat, Jaspis, Chalcedon, Amethyst und Bergkrystall, sowie gediegen Kupfer und Silber (am Lake Superior) geschieht und endlich nicht vollkommen ausgefüllte, sondern nach innen offene Höhlungen von Kalkspat-, Quarz-, Datolith-, Prehnit- und Epidotkrystallen ausgekleidet werden.

Die Lagerungsformen der Melaphyre sind Gänge und Kuppen, namentlich aber plattenförmige Lager von oft kolossalen Dimensionen, zwischen den Schichten der Steinkohlenformation, vorzugsweise aber des Rotliegenden, in deren Ablagerungszeit die Eruptionen des Melaphyrs fallen. In Deutschland besitzen die Melaphyre in Schlesien bei Löwenberg und Landshut, in Thüringen bei Ilmenau, am südlichen Harze bei Ilfeld, im Zwickauer Kohlenbassin bei Planitz und in der Nahegegend bei Oberstein, ferner in Südtirol eine große Verbreitung.

Der Palatinit ist ein enstatitführender Diabasporphyrit. Er ist ein feinkörniges bis dichtes, bräunlichgraues bis schwarzes, im Äußeren melaphyr-, basalt- oder pechsteinähnliches Gestein, ist ein Aggregat von bis zu mikroskopischer Kleinheit herabsinkenden Individuen von Plagioklas, Diallag (? oder Augit), Enstatit, Titan- und Magneteisen nebst Apatit, zu denen sich z. T. sogar vorwaltende glasige Substanz gesellt. Die Eruption des Palatinites fällt in das Rotliegende, seine geographische Verbreitung in das Saar-Nahe-Gebiet. Hier erscheint er mittel- bis feinkörnig bei Norheim, dicht wie Basalt bei Heimbach, porphyr- und mandelsteinartig bei Oberstein.

Den Felsitpechsteinen entsprechende, vorwiegend glasige Ausbil-

dungsformen der älteren Plagioklas-Augitgesteine sind bekannt von St. Wendel, Dalekarlien, Södermanland, und bei Stockholm (sog. Wiehtisit, Sordawalit).

7. Familie der Basalte.

Die Basalte stellen die tertiären und rezenten Äquivalente der Gesteine der Diabas-Melaphyr-Gruppe vor. Durch F. Zirkel's Untersuchungen wurde die alte Auffassung, nach welcher man die Basalte für lediglich Plagioklas-Augitgesteine hielt, beseitigt und der Kreis dieser Familie um zwei andere Hauptglieder, die Nephelin- und Leucitbasalte vermehrt, bei welchen der Plagioklas durch Nephelin und Leucit ersetzt ist. Später erkannte A. Stelzner in den Melilithbasalten noch eine vierte Abteilung der Basalte. Die Plagioklasbasalte einerseits und die Nephelin- und Leucitbasalte anderseits stehen sich jedoch nicht unvermittelt gegenüber. Ihre Verbindungsglieder, also die Plagioklas und Nephelin bez. Leucit zugleich führenden Basalte, werden als Tephrite zusammengefasst.

Die Familie des Basaltes gliedert sich demnach in: 1. Plagioklasbasalt, — 2. Nephelinbasalt, — 3. Leucitbasalt, — 4. Melilithbasalt, — 5. Tephrit. Innerhalb dieser Abteilungen wiederholen sich strukturelle Modifikationen, nämlich grobkörnige (doleritische), mittelkörnige (anamesitische) und dichte (basaltische) Varietäten.

45. **Plagioklasbasalt** (nebst Plagioklasdolerit und Anamesit).

Der Plagioklasbasalt ist ein schwarzes, scheinbar dichtes Gestein mit mattem, splitterigem, im großen flach muscheligem Bruche. Anscheinend vollkommen homogen, erweist es sich, ganz abgesehen von mit unbewaffnetem Auge sichtbaren porphyrischen Ausscheidungen, bei starker mikroskopischer Vergrößerung der Dünnschliffe aus zweifachem Materiale zusammengesetzt, einerseits aus mikroskopischen Mineralindividuen von Plagioklas, Augit, Olivin und titanhaltigem oder reinem Magneteisen, anderseits aus einer glasigen, zuweilen gekörnelten oder mit Mikrolithen erfüllten Basis, welche die Zwischenräume zwischen den individualisierten Gemengteilen ausfüllt. Die Menge dieser amorphen Zwischenmasse schwankt in ihrem Verhältnisse zu den krystallinischen Ausscheidungen sehr bedeutend. Zuweilen tritt sie vollkommen zurück, so dass Dünnschliffe des Basaltgesteines als rein krystallinische Mineralaggregate erscheinen, — oder sie stellt sich in geringer Menge ein, bleibt noch untergeordnet und ist zwischen die Mineralausscheidungen zwischengedrängt, endlich kann sie zum vorwaltenden Bestandteile der Basalte werden; dann liegen die Krystallausscheidungen isoliert in derselben eingebettet und zeigen dann nicht selten Fluidalstruktur.

Das mikrokrystallinische Gesteinsmaterial der Feldspatbasalte besteht aus vorwaltenden Plagioklaskrystallen, — Augiten, von welchen die größeren gewöhnlich durch Glaseinschlüsse und Magneteisenkörner verun-

reinigt sind, — Olivin von grünlichgrauer Färbung, in sehr dünnen Schliffen ganz farblos, — Magnet- und Titaneisen in schwarzen Körnern, — zuweilen auch Nephelin in farblosen, ungestreiften Rechtecken, — Apatit in langen, farblosen Nadeln, sehr selten Leucit und Biotit.

Aus der beschriebenen, gleichartig scheinenden basaltischen Gesteinsmasse treten bisweilen porphyrisch eingesprengte größere Körner und Krystalle von Plagioklas, Augit, Olivin und Magneteisenerz hervor. Der Plagioklas ist meist ein sehr basischer Feldspat und zuweilen schalig aufgebaut. Noch deutlicher tritt die Zonarstruktur am Augit hervor, welcher im übrigen demjenigen der Diabase gleicht. Ihm gesellt sich dann und wann Bronzit zu. Ein charakteristischer Gemengteil vieler Basalte ist der Olivin. Er bildet glasglänzende, ölgrüne, meist tropfenähnliche Körner und Krystalle und bis über kopfgroße rundliche, körnige Knollen, welche oft auch noch Augit, rhombische Pyroxene, Hornblende und Picotit enthalten. Der Olivin kommt zuweilen in solcher Menge im Feldspatbasalte vor, dass er die eigentliche Basaltmasse stark zurückdrängt. Hornblende zum Teil in zollgroßen Krystallen und kenntlich an ihren stark glänzenden Spaltungsflächen ist als zufälliger Gemengteil nicht selten. Hornblendereiche Basalte finden sich in der Rhön, im Westerwalde, Taunus, in der Eifel und in Böhmen und werden als Hornblende-Plagioklasbasalt bezeichnet. Andere (so auf den Faröer) führen einen diallagartigen Augit, entsprechen also dem Gabbro. Die in manchen kalifornischen Basalten verbreiteten Quarzkörnchen sind wahrscheinlich als fremde Einschlüsse aufzufassen.

In einem Basalte bei Ovifak an der Südküste der grönländischen Insel Disco kommt metallisches Eisen verwachsen mit Kohlenstoffeisen teils in Form kleiner Körner oder Kugeln, teils in größeren linsen- oder plattenförmigen Partieen vor. Eisenblöcke, welche in der Nähe dieses Basaltes frei umher lagen und von Nordenskjöld 1870 entdeckt wurden, wogen bis 50 000 Pfund. Eisen und zugleich Graphit führende Basalte scheinen jedoch in Grönland eine allgemeinere Verbreitung zu besitzen.

Innerhalb des Feldspatbasaltes finden sich nicht selten blasenförmige Hohlräume, welche zum Teil von den verschiedenartigsten Mineralien, Silikaten sowie Karbonaten, ausgefüllt oder ausgekleidet sind, so vorzugsweise von Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Kalkspat, Aragonit, endlich Quarz, Chalcedon, Hyalit (= Basaltmandelsteine).

Als mittlere chemische Zusammensetzung des Plagioklasbasaltes ergiebt sich: Kieselsäure 43,00, — Thonerde 14,00, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 15,30, — Kalkerde 12,10, — Magnesia 9,10, — Kali 1,30, — Natron 3,87, — Wasser 1,80. — Spezifisches Gewicht = 2,9—3,1.

Die meisten Plagioklasbasalte brausen, wenn man sie mit Säure betupft, enthalten also Karbonate, welche aus der Zersetzung der Silikate durch

die Atmosphärilien hervorgegangen sind. (Vgl. chemische Thätigkeit des Wassers § 3 sub 4.)

Die mittel- bis grobkörnige Ausbildungsform des Plagioklasbasaltes, der Plagioklasdolerit, ist vertreten z. B. am Meißner (Hessen), an der Löwenburg (Siebengebirge), auf Island, Schottland und den Faröer, — seine feinkörnige Modifikation, der Anamesit, bei Steinheim (unweit Hanau), auf der Wilhelmshöhe (bei Kassel), in Schottland, Irland und Island. Beide zeigen unverkennbare Anklänge an die Diabasstruktur.

Dass die Dolerite die Tiefenfazies des dichten Plagioklasbasaltes vorstellen, geht z. B. aus dem laccolithenartigen Auftreten eines Plagioklasdolerites mit gabbroähnlicher Struktur in den Baculitenmergeln bei Rongstock in Nordböhmen hervor, welche er, genau wie es sonst die Granite und Syenite thun, kontaktmetamorphisch verändert hat (E. Hibsch).

In engster Verbindung mit den beschriebenen Plagioklasbasalten stehen zahlreiche **basaltische Laven.** In petrographischer Beziehung stimmen beide zum Teil so vollkommen überein, dass nur der erweisliche Zusammenhang mit einem Vulkane als entscheidend für die eigentliche Lavanatur gelten kann. Die Basaltlaven besitzen an der Oberfläche der Ströme fast durchgängig eine schlackige poröse Ausbildungsweise, während die inneren Teile der Ströme eine völlig kompakte, steinartige Beschaffenheit zeigen.

Der Plagioklasbasalt tritt in Kuppen, Gängen, Strömen und Decken auf. Letztere sind zuweilen in vielfacher Wiederholung über einander gelagert und bilden dann förmliche horizontale Banksysteme. Es ist dies namentlich in Island und auf den schottischen Inseln der Fall. An sehr vielen Punkten seines Vorkommens besitzt der Basalt eine ausgezeichnet regelmäßige, säulenförmige oder kugelige Absonderung.

Die Eruptionen der Plagioklasbasalte fallen ihrer Mehrzahl nach in die Tertiärzeit, dauern aber auch in der Jetztzeit noch fort. Sie haben die weiteste Verbreitung von allen basaltischen Gesteinen. Zu ihnen gehören die meisten Basaltdurchbrüche der Rheinlande (z. B. Weilberg, Ölberg im Siebengebirge, Kasseler Ley, Unkel, Leiberg, Minderberg, — Landskron, Nürburg in der Eifel), sowie Hessens (Stillberg, Bausberg im Habichtswalde), ferner viele böhmische (z. B. Böhmisch Leipa, Walsch) und solche Schonens, endlich alle Basalte Schottlands und der Hebriden, sowie des westlichen Nordamerikas. Von hierher gehörigen Laven sind die des Ätna und die Basaltlaven der Auvergne zu erwähnen.

Gläser. Gleich den sauren jüngeren Eruptivgesteinen (Lipariten, Trachyten etc.) sind auch die basischen Gesteine, die Augitandesite und Basalte, glasiger Ausbildung fähig. Die Basaltgläser sind teils wasserreich (Hydrotachylit, Palagonit), teils wasserarm (Tachylit und Hyalomelan), entsprechen somit vollständig den Pechsteinen und Obsidianen der sauren Gläser und besitzen auch ihre bimssteinähnlichen Modifikationen. Recht

typisch sind derartige Gesteine auf Hawaii und einigen anderen Inseln des großen Ozeans vertreten. Die Gläser sind bald vollkommen kompakt, bald blasig, bald durch Olivin-, Augit- und Plagioklas-Einsprenglinge porphyrisch. Die Bimssteine sind zum Teil schaumig, zum Teil haarförmig (Pelé's Haar) mit langgezogen zylindrischen Gasporen.

46. **Nephelinbasalt** (nebst Nephelindolerit).

Der Nephelinbasalt stellt eine schwarze, dichte, zähe Gesteinsmasse dar, welche sich in ihrem Äußeren durch nichts vom Plagioklasbasalte unterscheidet; an ihrer Zusammensetzung nehmen teil: Augit, Nephelin, Magnetit, Titaneisen, Olivin, nicht selten Perowskit, Hauyn, Biotit, Apatit. Der Struktur nach unterscheiden sich die Nephelinbasalte von den Feldspatbasalten durch geringfügigere Beteiligung von Glasgrundmasse an ihrer Zusammensetzung und durch ihre meist noch geringere Korngröße. Der Nephelin bildet entweder scharf konturierte, bei eintretender Verwitterung faserig erscheinende Kryställchen mit oblongen und hexagonalen Durchschnitten oder eine Art Nephelinfüllmasse zwischen dem Augit und den übrigen Bestandteilen, und nimmt dann an Menge zuweilen so ab, dass es oft nur auf mikrochemischem Wege möglich ist, die Anwesenheit des Nephelines darzuthun (Kieselgallertbildung mit Ausscheidung von Kochsalzwürfelchen beim Behandeln der Schliffe mit Salzsäure). In einigen früher als Hauynbasalte bezeichneten Nephelinbasalten tritt sehr reichlich Hauyn, den Nephelin fast verdrängend, ein (Neudorf im Erzgebirge, Eifel). Unter den porphyrisch entwickelten, sonst nur größere Augit- oder Olivineinsprenglinge enthaltenden Varietäten ist jene z. B. im Erzgebirge verbreitete Abart auffällig, die neben erbsengroßen Olivinen bis zu mehreren Centimetern große Biotittafeln ausgeschieden zeigt.

Die olivinfreien Abänderungen des Nephelinbasaltes pflegt man als Nephelinit, die olivinführenden als Nephelinbasalt in engerem Sinne zu bezeichnen.

Die grobkörnige Ausbildung des Nephelinites, der Nephelindolerit, besteht aus Nephelin in schon mit bloßem Auge wohl unterscheidbaren lichtgrauen, hexagonalen Säulen, Augit und Magnetit. Zufällige Gemengteile sind Olivin, Titanit, Hauyn, Biotit, Melanit, Sodalit, Pseudobrookit, Apatit (in mehrere Centimeter langen Nadeln, Oberwiesenthal). Der Nephelindolerit besitzt eine geringere oberflächliche Verbreitung, als man früher glaubte, tritt vielmehr nur in Form größerer und kleinerer Einschlüsse, welche Schollen und Schlieren des in größerer Tiefe auskrystallisierten Magmas, also die Tiefenfazies des Nephelinbasaltes darstellen, inmitten des letzteren auf. Die bekanntesten Fundorte für Nephelindolerit sind der Katzenbuckel (Odenwald), Meiches (mit Leucit), die Stopfelskuppe (Thüringen), Podhorn (Nordböhmen), Oberwiesenthal (Erzgebirge), der Löbauer Berg (Lausitz).

Die eigentlichen Nephelinite und Nephelinbasalte besitzen in dem

Basaltgebiete der Lausitz, im Erzgebirge, in Böhmen, in der Rhön, im Thüringer Walde große Verbreitung. Lokal nehmen dieselben blasige und mandelsteinartige Struktur an. Ihre Eruption fällt in die Tertiär- und Posttertiär-Periode; sie bilden Lavaströme, Gänge, Decken und Kuppen.

47. Leucitbasalt.

Der Leucitbasalt ist ein vorwiegend aus Leucit und Augit bestehendes junges Eruptivgestein. Das Mengenverhältnis dieser beiden Hauptbestandteile zu einander ist ein sehr schwankendes, was sich bereits in der Gesteinsfarbe zu erkennen giebt, indem die dunkelgrauen Varietäten zugleich die leucitreichsten sind, in den schwarzen hingegen der Augit vorherrscht. Außer dem nie fehlenden Magnet- und Titaneisen führt der Leucitbasalt ebenso wie der Nephelinbasalt bald spärlich, bald sehr reichlich: Melilith, Hauyn, Olivin, Glimmer, Perowskit, Melanit, Sanidin, Plagioklas und Nephelin.

Die Korngröße des Gesteins schwankt zwischen mittel- bis feinkörnig und dicht. Es wird porphyrisch durch größere Einsprenglinge von Augit, Leucit, Olivin oder Hauyn. Die Leucite können bis Haselnussgröße erreichen. Solche leucitreiche Gesteine sind besonders an die Vulkane Italiens (Albaner Gebirge, Vesuv) gebunden und wurden früher als Leucitophyre bezeichnet, — ein Name, den man jetzt nur noch auf Leucit-Nephelin-Sanidin-Gesteine anwendet.

Die schwarze, dichte Varietät der Leucitbasalte ist in ihrem Äußeren von dem Plagioklas- und Nephelinbasalt nicht zu unterscheiden. Erst aus der mikroskopischen Untersuchung geht ihre Verschiedenartigkeit hervor. Unter dem Mikroskope erweisen sich diese Gesteine fast durchweg als gleichmäßig feinkörnig ausgebildet, die amorphe Basis, welche bei den Plagioklasbasalten eine so wichtige Rolle spielt, tritt meist sehr zurück, fehlt oft ganz. Die mikrokrystallinischen Gemengteile derartiger Leucitbasalte sind Leucit, Augit, Olivin und Magnetit, wozu sich eine gegen den vorwaltenden Leucit stets zurücktretende Menge von Nephelin gesellt. Die Leucitbasalte sind gewöhnlich vollkommen feldspatfrei, Glimmer tritt in mikroskopischen Blättchen ein, ebenso hier und da Melilith.

In mikroskopisch untersuchten Dünnschliffen tritt der Leucit durch die charakteristische achtseitige Begrenzung seiner Krystalldurchschnitte und die einfache Strahlenbrechung seiner farblosen Substanz hervor, zeichnet sich aber außerdem noch durch die Eigentümlicheit aus, fremdartige (Augit-) Nädelchen und (Schlacken-) Körnchen in großer Menge zu umhüllen und sie zu zwingen, sich innerhalb seiner Masse zu einem zentralen Häufchen oder in Zonen zu gruppieren, deren Durchschnitt ebenfalls achtseitig oder rundlich ist (vgl. Fig. 4c, sowie 5 u. 6, S. 31).

Über die Lagerungsverhältnisse des Leucitbasaltes gilt dasselbe, was in dieser Beziehung über die Feldspatbasalte gesagt worden ist.

Die Verbreitung der echten Leucitbasalte ist, soweit bis jetzt ermittelt, eine beschränktere als diejenige der Plagioklas- und Nephelinbasalte. Dieselben sind nachgewiesen in der Eifel, am Laacher See, an der Geisinger Kuppe, am Pöhlberg, Hassberg, Spitzberg, Schmiedeberg (Erzgebirge), bei Tichlowitz, am östlichen Abhange des Milleschauer, bei Rottweil (Kaiserstuhl) u. a. O.

Zu den Leucitbasalten gehören die basaltischen Laven des Albaner Gebirges, der Umgegend des Laacher Sees und zum Teil auch diejenigen der benachbarten vulkanischen Eifel. Ihre Hauptgemengteile sind unzweifelhaft Augit und Leucit, einige derselben zeichnen sich durch einen größeren Gehalt an Melilith, andere durch Beimengungen von Hauyn (früher Hauynophyre genannt) aus. Ersterer bildet nicht nur einen Bestandteil der Grundmasse selbst, sondern ist auch in den Poren und an den Wandungen der Blasenräume auskrystallisiert (Herchenberg, Hannebacher Ley am Laacher See, Capo di Bove bei Rom).

Die Vesuvlaven schließen sich zwar den Leucitbasalten an, unterscheiden sich aber von ihnen dadurch, dass neben Leucit, Augit, Olivin und Magneteisen Sanidin, Plagioklas und Nephelin als krystallinische, freilich zum Teil mikroskopische Gemengteile, und neben ihnen mehr oder weniger bedeutende Mengen von Glasbasis auftreten. In den Poren der Vesuvlaven finden sich, vermutlich durch sublimierende Gase gebildet, Hornblende, Melanit und Sodalith auskrystallisiert. Über den allgemeinen petrographischen Habitus dieser Laven siehe Petrogen. Geol. § 5.

Leucitfels, ein gelblichgraues Gestein von felsitischem Ansehen und fein poröser Struktur, welches aus mikroskopischen Leucitkrystallen mit Einschlüssen von Augit, sowie aus mikroskopischen bräunlichgelben Glimmertafeln besteht. Wyoming in Nordamerika (Zirkel).

48. **Melilithbasalt.**

Im Melilithbasalt, welcher sich von den Nephelin- und Leucitbasalten makroskopisch nicht unterscheidet, spielt der Melilith dieselbe Rolle, wie der Nephelin und der Leucit in jenen beiden Basalten. Der petrographische Charakter der Melilithbasalte ist folgender: Olivin, Melilith und Augit sind die vorwiegenden Gemengteile. Von diesen zeigen Olivin und ein Teil des Augites makroporphyrische, ein Teil des Melilithes mikroporphyrische Entwicklung, während die Hauptmenge des Augites und Melilithes die mikrokrystalline Grundmasse bildet. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligen sich außerdem noch in untergeordneter, aber z. T. recht charakteristischer Weise: Nephelin, Glimmer, Magnetit, Perowskit, Chromit (?), spärlich Apatit und zuweilen Hauyn. In chemischer Hinsicht zeichnen sich die Melilithbasalte durch eine ungewöhnlich hohe Basicität, sowie dadurch aus, dass sie bis zu 95% durch Salzsäure zersetzbare Bestandteile enthalten. Der Melilith bildet tetragonale, leistenförmige, bis zu 1,2 mm lange Täfelchen,

deren Basisflächen stets, deren Prismenflächen fast nie zu normaler krystallographischer Entwickelung gelangt sind. In frischem Zustande ist der Melilith wasserhell oder schwach gelb gefärbt und durch eine höchst charakteristische feine Streifung und Faserung ausgezeichnet. Die Melilithbasalte erreichen ihre größte Entwickelung in der schwäbischen Alb, und sind außerdem nachgewiesen bei Görlitz, Forsthaus Zeughaus (Sächs. Schweiz), Devin bei Wartenberg (NO-Böhmen), in Westnorrland, Südgrönland (von Törnebohm). am Donjo Ngai, Ostafrika (Mügge).

49. **Tephrite.**

Diese Gesteine bilden eine den Phonolithen parallel laufende Reihe, welche durch die Kombination Nephelin-Leucit-Plagioklas ausgezeichnet ist, während in den Phonolithen orthotomer Feldspat (Sanidin) mit Nephelin bez. Leucit sich verbindet. Zu den erwähnten Hauptbestandteilen Nephelin, Leucit, Plagioklas kommen noch folgende: Augit, Hornblende, Glimmer, Sanidin, Hauyn, Olivin, Apatit, Titanit, Magnetit und Titaneisen. Die Tephrite sind schwarz bis schwärzlichgrau gefärbt, von einer gleichförmig feinkörnigen bis dichten oder durch Auftreten größerer Krystalleinsprenglinge porphyrartigen Struktur. Als solche fungieren hauptsächlich Augit und Plagioklas, bisweilen auch Biotit, selten Olivin. In manchen Tephriten vermag man auch mikroskopisch kleine Hauynkörnchen zu erkennen.

Die Tephrite zerfallen in zwei Hauptabteilungen: Nephelintephrite und Leucittephrite, welche beide durch gleichzeitig Nephelin und Leucit führende Glieder verbunden sind. Die weiteste Verbreitung besitzen die Nephelintephrite (Canarische Inseln, Nordböhmen, Rhön, Schweden), spärlich dagegen sind die Leucittephrite; als typische Vertreter derselben können die italienischen Leucit-Plagioklasgesteine (Rocca monfina, manche Vesuv-Laven) gelten. Die olivinführenden Varietäten der Tephrite werden als Basanite (Nephelin- und Leucitbasanite) bezeichnet (Kilimandscharo).

Der Buchonit ist ein Nephelintephrit mit porphyrischer Hornblende und Glimmer.

Limburgit (Magmabasalt), in einer bald rotbraunen, bald grauen bis farblosen, pechsteinartigen Grundmasse, welche sich unter dem Mikroskope als ein ausgezeichnetes Glas erweist, liegen porphyrartig schwarze Augite und glänzende Olivinkrystalle (Hyalosiderite), jedoch kann die Glasgrundmasse durch Augitmikrolithen und Magnetitkörnchen vollständig verdrängt werden. Limburg am Kaiserstuhl, linkes Elbufer im böhmischen Mittelgebirge, Schonen, Palma und Foya (mit Hauyn und Perowskit), z. T. auch reich an Hornblenden.

8. Familie der Olivingesteine.

50. **Peridotite.**

Feldspatfreie Olivingesteine von zweifellos eruptivem Ursprunge und

selten selbständig entwickelt, vielmehr einerseits mit Gabbro und Norit, anderseits mit Diabas (Paläopikrit) und Basalt (Pikrit) eng verknüpft. Ihr Reichtum an Olivin und der Umstand, dass sich auch die zwei häufigsten Begleiter des Olivines in diesen Gesteinen, der Amphibol und Pyroxen, ebenso wie der Olivin in Serpentin umzuwandeln vermögen, hat zur Folge, dass die Olivingesteine oft in ihrer ganzen Erstreckung, bis auf spärliche Überreste der Muttermineralien in Serpentinmassen übergegangen sind. Da aber Serpentine von ganz übereinstimmender Zusammensetzung eine noch größere Verbreitung innerhalb der krystallinen Schiefer besitzen, so ist es ohne Kenntnis des geologischen Auftretens nicht möglich, die eruptiven von den nicht eruptiven Serpentinen zu trennen. Man unterscheidet, je nachdem sich Olivin verbindet mit Augit: Pikrit, — mit Diallag: Wherlit, — mit Hornblende: Amphibolpikrit. — mit Biotit: Glimmerpikrit, — mit Diallag und Bronzit: Lherzolith, — mit Chromit: Dunit. Die den Melaphyren entsprechenden porphyrisch ausgebildeten Olivingesteine, welche sogar Glasgrundmasse führen, hat man als Pikritporphyrite abgetrennt.

Paläopikrite und Pikritporphyrite haben eine große Verbreitung im Fichtelgebirge, im Vogtlande und im rheinischen Schiefergebirge, wo sie mit Diabasen vergesellschaftet auftreten, während im Harze diese und ähnliche Gesteine (z. B. Glimmerpikrite) mit Gabbro verknüpft sind, und die äußersten basischen Endglieder der Gabbrogruppe darstellen.

2. Abteilung. Geschichtete gemengte Gesteine (Krystalline Schiefergesteine).

51. Gneifs.

Der Gneiß ist ein flaseriges bis schieferiges Aggregat von Orthoklas (und zum Teil Plagioklas), Quarz und Glimmer. Es sind dies die Gemengteile des Granites, so dass sich beide Gesteine im allgemeinen nur durch ihre Struktur unterscheiden. Die Quarze der Gneiße sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen, darunter häufig solche von flüssiger Kohlensäure, führen auch öfters Sillimanitnadeln. Mikroklin und sehr basische Feldspäte sind in den Gneißen selten. Die Feldspatkörner enthalten zuweilen centrale mikrolithische Anhäufungen, so von Biotitschüppchen, Rutilnädelchen und Erzkörnchen.

Die Struktur des normalen Gneißes ist zwar vorzugsweise eine flaserige, ist jedoch je nach der Menge des in ihm enthaltenen, die Schieferigkeit und die gesamte Parallelstruktur bedingenden Glimmers vielfachen Modifikationen unterworfen. Nach diesen unterscheidet man:

Gemeinen oder normalen Gneiß, das körnige Gemenge von Feldspat und Quarz bildet lauter einzelne, unregelmäßig linsenförmige Partieen,

an welche sich dünne Lamellen von Glimmer anschmiegen, so dass sie auf dem Querbruche als wellig gebogene Linien erscheinen, deren Undulationen stellenweise zu gegenseitiger Berührung gelangen, während man auf den Spaltungsflächen nur die Glimmerlagen gewahrt.

Schieferigen Gneiß, der Glimmer bildet zusammenhängende, dünne, parallele, ebenflächige Lamellen, welche die einzelnen Lagen von körniger Feldspat-Quarzmasse trennen.

Granitgneiß, mit nur undeutlich flaseriger, oft so vollkommen körniger Struktur, dass er sich im Handstücke von einem massigen, echten Eruptivgranit nicht unterscheiden lässt.

Lagengneiß, aus abwechselnden glimmerreichen und glimmerarmen Lagen bestehend.

Stengelgneiß, die Gemengteile sind in der Schieferungsebene nach einer Richtung stengelig angeordnet (gestreckt).

Augengneiß, aus dem schieferigen oder flaserigen Gemenge treten einzelne große Orthoklase von plump linsenförmiger bis kugeliger Gestalt hervor, an welche sich die Glimmerblättchen wellig anschmiegen.

Cornubianit, ein dichtes, körnig schuppiges Gemenge der Gneißbestandteile, durch Kontaktmetamorphose aus Grauwacken hervorgegangen.

An zufälligen Gemengteilen ist der Gneiß sehr reich, unter ihnen sind hervorzuheben: Graphit, Granat, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Hornblende, Faserkiesel, Chlorit, Apatit, Eisenglimmer, Magnetkies, Magneteisenerz und Schwefelkies. Die beiden letztgenannten Erze treten häufig als Imprägnationen, gewissermaßen als Wolken von Erzpartikelchen auf, welche bestimmten Zonen der Gneißschichtenreihe folgen; man bezeichnet derartige Vorkommen als Fahlbänder. Innerhalb dieser können sich die Erzteilchen zu flach lentikulären, flötzähnlichen oder stockähnlichen Lagerstätten konzentrieren. Ganz ähnlich wie dies beim Granite der Fall ist, können einige der oben aufgezählten accessorischen Gemengteile, nämlich Hornblende, Augit, Cordierit, Epidot, Chlorit, Graphit und Eisenglimmer durch ihr Häufigerwerden gewisse wesentliche Bestandteile des normalen Gneißes vollkommen verdrängen, so dass man folgende Gneißvarietäten unterscheiden kann:

Glimmergneiß, besteht aus Feldspat, Quarz und Glimmer, geht durch Verlust der schieferigen Struktur in Granitgneiß, durch Überhandnehmen des Glimmers und dadurch seiner Parallelstruktur in Gneißglimmerschiefer und Glimmerschiefer über.

Hornblendegneiß (syenitischer Gneiß), der Glimmer ist durch Hornblende verdrängt, kann auf der einen Seite in Syenitgranitgneiß, auf der anderen in Hornblendeschiefer übergehen.

Epidotgneiß, neben Biotit viel Epidot, sowie accessorisch Hornblende, Granat, Titanit, Zirkon, Skapolith. Wermland.

Cordieritgneiß, zu dem Glimmer (Biotit) tritt blaugrauer Cordierit; bildet Einlagerungen, z. B. in der sächsischen Granulitformation (Göhren, Lunzenau, Rochsburg, Mittweida), ferner bei Bodenmais. Nesterweise drängt der Cordierit die anderen Gemengteile stark zurück; dann entsteht massiger, körniger Cordieritfels (Dichroitfels).

Augitgneiß besteht aus Augit oder Salit, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Granat, wenig Hornblende, Titanit, Skapolith (Niederösterreicher Wald, Südwest-Afrika). Tritt an Stelle des Augites Diallag, so entsteht Diallaggneiß.

Granatgneiß enthält die gewöhnlichen Gneißbestandteile, dazu noch Granat in erheblicher Menge.

Andalusitgneiß, ein Biotitgneiß mit centimeterdicken Andalusitsäulen (Finnland).

Fibrolithgneiß, Fibrolith (Faserkiesel) ersetzt z. T. den Biotit.

Graphitgneiß. Graphit verdrängt den Glimmer ganz oder zum Teil; mit Graphitgranit und Graphitschiefer in derselben verwandtschaftlichen Beziehung stehend, wie der normale Gneiß und Granit zum Glimmerschiefer.

Chloritgneiß, für den Glimmer ist Chlorit eingetreten.

Eisenglimmergneiß, statt des Glimmers Eisenglimmer enthaltend.

Protogingneiß, enthält neben dunkelgrünem Glimmer hellgrüne Talkschüppchen, geht in Protogingranit über und ist durch Gebirgsdruck aus demselben hervorgegangen (Alpen).

In manchen Gneißdistrikten, und zwar zuerst im Erzgebirge, hat man bei den echten Glimmergneißen zwei Hauptvarietäten unterschieden, den Biotitgneiß und den Muscovitgneiß (grauen und roten Gneiß), deren ersterer Quarz, Feldspat und dunkelen Magnesia-Glimmer, deren letzterer Quarz, viel Feldspat (z. T. reichlich Albit) und lichten Kali-Glimmer enthält. Diese Varietäten sind durch Mittelglieder (zweiglimmerige Gneiße) eng mit einander verknüpft, so dass man sie nur als Endglieder einer großen Reihe von in ihrer Glimmerführung schwankenden Gneißvarietäten betrachten darf. Die chemische Zusammensetzung der Glimmergneiße beträgt im Durchschnitte: Kieselsäure 70—80, — Thonerde 14,20, — Eisenoxyd und -oxydul 6,10, — Kalk 2,60, — Kali 3,00, — Natron 2,10. — Wasser 1,20; — ihr spezifisches Gewicht = 2,6—2,7.

Während in den Gneißen gewöhnlich Orthoklas den Plagioklas überwiegt, kann auch das umgekehrte Verhältnis eintreten, ja der Orthoklas nahezu verschwinden. Dann entsteht ein Plagioklasgneiß, welcher durch die Führung von Hornblende Übergänge zum »Dioritschiefer«, von Augit solche zum Augitgneiß bildet. Je nach der herrschenden Plagioklasart spricht man von Mikroklingneiß (Graubünden), Oligoklas-Biotitgneiß, Albit-Muscovitgneiß (Erzgebirge).

Den Plagioklasgneißen schließt sich der Kinzigit an, ein aus Plagio-

klas, Biotit und Granat bestehender graphithaltiger Gneiß des Schwarzwaldes.

In innigem Verbande mit archäischen Schichten (Glimmerschiefern und Gneißen) tritt im Erzgebirge bei Scheibenberg ein Quarzit-, Gneiß- und Granit**geröll**e führender Schichtenkomplex auf, dessen klastische Bestandteile durch ein mehr oder minder vollkommen krystallines, biotitreiches Cement verbunden sind. Die Dimensionen der ersteren schwanken zwischen weiten Grenzen von Faust- bis Stecknadelkopfgröße. In letzterem Falle wird der Gesteinscharakter ein grauwackeartiger. Derartige archäische Grauwacken, z. T. früher als Glimmertrapp, z. T. als metamorphosierte **silurische** Grauwacke aufgefasst, sind im Erzgebirge weit verbreitet und an zahlreichen Punkten als **Glieder der archäischen** Formation direkt erweisbar (A. **Sauer**).

Der Gneiß ist ein geschichtetes Gestein, dessen Schichtung mit der Schieferung parallel läuft; er wechsellagert häufig in regelmäßigster Weise mit Glimmer-, Hornblende-, Chlorit- und Graphitschiefern, mit Eisenerzen, Kalksteinen, Serpentin, Quarziten, Hälleflinta und Granitgneißen und bildet mit ihnen abwechslungsreiche Schichtenreihen. Diese repräsentieren in den meisten Fällen die Ur-Gneißformation. Größere Territorien von Ur-Gneißen finden sich im Erzgebirge, Böhmen, Mähren, in den Sudeten, im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in den Centralalpen, in Schottland und auf den Hebriden, in Skandinavien, Canada, den atlantischen Staaten von Nordamerika, Brasilien.

52. **Granulit** (Weißstein) und **Pyroxengranulit.**

Der normale Granulit ist ein ebenschieferiges Gemenge von Feldspat und Quarz mit eingestreuten kleinen roten Granaten. Der Feldspat ist der Hauptbestandteil des Granulites und bedingt durch seine lichtrötliche, lichtgelbliche oder weiße Farbe die helle Färbung dieses Gesteines. Er zeigt, wie das Mikroskop lehrt, recht häufig eine durch perthitartige Interposition von Albitpartieen hervorgerufene, faserige Struktur auf der Basis und dem Klinopinakoide (**Mikroperthit**), oder gehört dem Mikroklin, oder dem einfach zwillingsgestreiften Plagioklas, seltener dem typischen Orthoklas an. Diese Feldspatkrystalloide bilden im Verein mit Quarzkörnchen ein feinkörniges krystallinisches Aggregat, welchem sich meist noch **Sillimanit** zugesellt. In mikroskopischer Entwickelung treten hinzu: **Rutil** (in mikroskopischen braungelben, stark durchscheinenden Säulchen), mikroskopischer **Turmalin** und lokal auch **Hercynit** in saftgrünen, eckigen Körnchen. Zwischen den feldspatreichen Lagen sind platte Körner oder dünne, oft nur papierdicke Lamellen von Quarz in paralleler Lage eingeschaltet, so dass auf dem Querbruche des Gesteines eine deutliche Schieferstruktur hervortritt. Die Granaten sind meist in hirsegroßen Körnchen in den beiden anderen Bestandteilen des Granulites eingesprengt. Bei gewissen Varietäten

des sächsischen Granulitgebirges stellt sich Biotit ein, dessen parallele Anordnung die Schieferstruktur steigert; dann treten die Granaten zurück und es entstehen Zwischenglieder zwischen Gneiß und Granulit, die Biotitgranulite, welche im sächsischen Granulitgebiete auf das vielfachste mit dem normalen Granulit wechsellagern. Die Glimmergranulite des ostbayrischen Waldgebirges hingegen führen Muscovit und nähern sich dadurch den granatführenden roten Gneißen des Erzgebirges. In gewissen Granuliten stellt sich blauer Cyanit (Cyanitgranulit), oder Sillimanit in radialstrahligen, die Schichtflächen bedeckenden Aggregaten (Sillimanitgranulit), in noch anderen Turmalin (Turmalingranulit) ziemlich reichlich ein. Der Forellengranulit führt Hornblendenädelchen in putzenförmigen Aggregaten, der Prismatingranulit Säulen von Prismatin und Turmalin (Waldheim).

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung ergiebt sich: Kieselsäure 74,50, — Thonerde 10,70, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 5,60, — Kalk 2,20, — Kali 4,00, — Natron 2,50; — spezifisches Gewicht = 2,6.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Granulit eine sehr regelmäßige Bankung, Plattung und Schichtung: er wechsellagert an manchen Aufschlusspunkten mit Cordieritgneiß, Biotitgneiß und Flasergabbro (sächs. Granulitgebiet) oder mit Serpentinbänken (Waldheim, Budweis), an anderen bildet er regelmäßige Schichten zwischen dem Gneiß (Aschaffenburg, Bodenbach, im ostbayerischen Grenzgebirge, Finnland, Lappmarken) und gehört hier der archäischen Formationsreihe an. In Sachsen bildet er am nordwestlichen Abfalle des Erzgebirges ein 6 Meilen langes und $2^1/_2$ Meilen breites elliptisches Schichtengewölbe (sächsisches Granulitgebirge), im Schwarzwald ausgedehnte Areale, in Böhmen tritt er bei Budweis und im Egerthale, am Main bei Aschaffenburg ebenso wie in Nieder-Österreich zwischen Gneißen und Graniten auf.

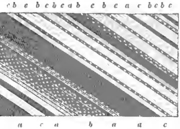


Fig. 19. Profil durch einen Schichtenkomplex von Granuliten bei Mittweida in Sachsen. Nach *Dathe*. a = Pyroxengranulit; b = Biotitgranulit; c = normaler Granulit.

In sich vielfach wiederholender Wechsellagerung mit diesen normalen und glimmerführenden hellen Granuliten Sachsens stellen sich schwache, z. T. aber bis über 15 m starke, scharf begrenzte Platten, Bänke, und Lentikulärmassen von dunkelem, fast schwarzem Pyroxengranulit (früher als Trapp- und als Diallaggranulit bezeichnet) ein (Fig. 19). Der Pyroxengranulit ist ein feinkörniges bis dichtes, dunkelgraues oder grünlichschwarzes Gestein mit splitterigem Bruche. Mit bloßem Auge erkennt man meist nur Granat, Magnetkies, seltener auch Quarz und Feldspat als

Gemengteile; mikroskopische Untersuchung zeigt, dass sich monokliner und rhombischer Pyroxen (Hypersthen), Plagioklas, Quarz, Granat, Magnesiaglimmer und Magnetkies wesentlich an der Zusammensetzung beteiligen, denen sich, die genannten Hauptgemengteile teilweise vertretend, Hornblende und Orthoklas zugesellen, während sich Eisenglanz, Titaneisen, Magneteisen, Rutil und Turmalin nur accessorisch einstellen. Die genannten Mineralien vergesellschaften sich in sehr schwankenden Mischungsverhältnissen zum Pyroxengranulit, so dass bald der eine, bald der andere Gemengteil vor den übrigen vorwaltet. Je nachdem Orthoklas neben dem Plagioklas vorhanden ist oder nicht, unterscheidet man orthoklasführende oder orthoklasfreie Pyroxengranulite.

Das typische Mittel der chemischen Zusammensetzung der Pyroxengranulite ist: Kieselsäure 52,30, — Thonerde 13,60, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 14,96, — Kalkerde 10,00, — Magnesia 7,12, — Wasser 1,70. Die Pyroxengranulite sind demnach weit basischer als die normalen Granulite und enthalten statt der Alkalien beträchtliche Mengen von Kalk und Magnesia.

53. **Hälleflinta.**

Die Hälleflinta ist ein dichtes, anscheinend homogenes, unter dem Mikroskope jedoch feinkrystallinisches Gestein von felsitartigem Ansehen, welches aus innig mit einander verschmolzenen, mikroskopisch kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen zum Teil mit feinen Glimmer- und Chloritschüppchen besteht. Es ist in abwechselnden Lagen grau, gelblich, bräunlich oder grünlich bis schwärzlich gefärbt, wodurch es auf dem Querbruche bandartig gestreift erscheint. Sein Bruch ist splitterig bis muschelig, schimmernd bis matt, seine Festigkeit sehr bedeutend, vor dem Lötrohr ist es in dünnen Splittern schmelzbar. Die Hälleflinta ist als ein Gneiß zu betrachten, dessen Bestandteile zu mikroskopischer Kleinheit herabgesunken und felsitartig innig verschmolzen sind, so dass das Gestein aphanitische Struktur angenommen hat. Darauf weisen auch die Lagerungsverhältnisse der Hälleflinta hin, indem sie mit den Ur-Gneißen z. B. Skandinaviens wechsellagert und Übergänge in diese bildet.

A d i n o l e ist ein dichtes, flachmuschelig brechendes, hornsteinähnliches, dickschieferiges Gestein von mattem, jaspisartigem Bruche, grauer, roter oder grüner Farbe, welches sich durch Schmelzbarkeit und seinen hohen, bis zu 10 % steigenden Natrongehalt auszeichnet, und aus einem feinstkörnigen Quarz-Albit-Aggregate mit Fleckchen von Strahlstein und Titanit oder Rutil besteht. Bei Lerbach, Riefensbeek u. a. O. des Oberharzes als Glied der metamorphischen Kulmschiefer in der Kontaktzone der Diabase. Nahe mit ihnen verwandt sind die H o r n s c h i e f e r der Diabaskontakthöfe, feinkörnige Aggregate von Muscovit, Sericit, Chlorit, Quarz und Albit.

54. Porphyroid.

Die Porphyroide sind nicht den eigentlichen geschichteten krystallinen Schiefern zuzuzählen, repräsentieren vielmehr durch Gebirgsdruck (Dynamometamorphose) schieferig gewordene massige Gesteine und zwar meist aus der Familie der Quarzporphyre. Sie weisen deshalb mikroskopische Trümmerstruktur (Mikrobreccienstruktur) auf.

Die Porphyroide bestehen aus einer splitterigen, feinkörnigen bis dichten, felsitähnlichen Grundmasse, welche durch dünne Lagen, Häutchen oder Lamellen von Glimmer oder Sericit ein flaseriges, bis vollkommen schieferiges Gefüge erhält, und in welcher krystallinische Körner oder Krystallindividuen von Feldspat und Quarz ausgeschieden liegen. Die Porphyroide zeichnen sich demnach im allgemeinen durch ihre kombiniert schieferig porphyrische Struktur aus, gehen jedoch lokal durch Zurücktreten des die Schieferung bedingenden Glimmerminerales in massige Quarzporphyre, an anderen Stellen durch Gröberwerden des Kornes, woneben die porphyrisch ausgeschiedenen Individuen verschwinden, in gneißartige Gesteine (z. B. Sericitgneiße) über. Der Feldspat ist entweder Orthoklas (Orthoklasporphyroide des Harzes und Michigans) oder Albit (die Sericit-Adinol-Schiefer des Taunus und der Ardennen) und besitzt weiße, gelbliche, rötliche, fleisch-, rosa- bis korallrote, zuweilen auch graublaue Farbe. Die porphyrisch eingesprengten Individuen sind entweder rektanguläre Prismen oder tafelförmige Krystalle; die frischen Albite zeigen meist deutliche Zwillingsstreifung. Der Quarz ist gewöhnlich rauchgrau bis dunkelblaugrau gefärbt, besitzt starken Fettglanz, muscheligen Bruch und nicht selten dihexaëdrische Form. Das Glimmermineral ist entweder Paragonit (Michigan), oder und zwar gewöhnlich gelblichgrüner, fettglänzender, talkähnlicher Sericit (Sericitporphyroide des Harzes und Taunus).

Die Porphyroide sind namentlich in der Taunuskette, in der Lennegegend in Westfalen, im Schwarzathale im Thüringer Walde, im Ostharze, in den französischen Ardennen, auf der Oberen Halbinsel von Michigan als untergeordnete Einlagerungen in der devonischen, silurischen und archäischen Schichtenreihe entwickelt und z. B. an der Windgälle in direktem Verbande mit nicht deformierten Quarzporphyren und Granophyren zu beobachten.

55. Glimmerschiefer.

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Aggregat von Glimmer und Quarz, deren Mengungsverhältnis zwischen zwei extremen Endgliedern schwankt, von denen das eine fast nur aus Glimmer, das andere fast nur aus Quarz besteht (Quarzitschiefer). Der Glimmer ist in der Regel hellfarbiger Kaliglimmer (helle Glimmerschiefer, Muscovitschiefer), zuweilen dunkeler Magnesiaglimmer (dunkele Glimmerschiefer) und noch seltener Natronglimmer (Paragonit). Die Glimmerschuppen und -blättchen liegen

parallel und bilden zum Teil zusammenhängende Membranen und Lamellen, wodurch die ausgezeichnet schieferige Struktur des Glimmerschiefers hervorgerufen wird. Auf den Schichtungsflächen gewisser Varietäten des letzteren, welche man Faltenglimmerschiefer nennen kann, tritt eine zarte parallele Fältelung der Glimmermembranen hervor. Der Quarz liegt in Gestalt kleiner Körner, flacher Linsen und dünner paralleler Lagen zwischen dem Glimmer, so dass er nur auf dem Querbruche des Gesteines erscheint. Glimmer und Quarz haben sich zuweilen in einzelne Lagen gesondert, so dass dünngeschieferte Glimmerlagen mit solchen von Quarz abwechseln (Lagenglimmerschiefer). Die Farbe des Glimmerschiefers ist durch den Glimmer bedingt, demnach bei vorwaltendem Kali- und Natronglimmer hellgrau oder gelblichgrau, bei vorwaltendem Magnesiaglimmer dunkelbraun bis schwarz. Der Kieselsäuregehalt des Glimmerschiefers schwankt je nach der Menge des Quarzes zwischen 40 und 82 %.

Von seinen zahlreichen zufälligen Bestandteilen sind hervorzuheben: vor allem roter oder brauner Granat, der ein höchst charakteristischer zufälliger Gemengteil fast aller Glimmerschiefer ist, Turmalin, Feldspat, Hornblende, Staurolith, Chloritoid (in bis 1 cm großen, meist quergestellten Tafeln, auf der Insel Groix), Cyanit, Chrysoberyll, Smaragd, Korund, Cordierit, Epidot, Chlorit, Talk, Apatit, Graphit, Eisenglimmer, Titaneisen, Rutil, Magneteisenerz, Schwefelkies, Gold.

Den eigentlichen Glimmerschiefern reihen sich an:

die Paragonitschiefer, Natronglimmerschiefer von lichtgrünlicher oder hellgelblicher bis fast weißer Färbung (St. Gotthardt, Michigan);

die Amphilogitschiefer, zartschuppiger, fettiger, grünlichweißer Glimmerschiefer des Zillerthales mit nur 40 % Kieselsäure;

die Sericitglimmerschiefer, parallele Lagen und flache Linsen von dichtem, hornsteinähnlichem, seltener krystallinischem Quarze wechseln mit gelblichgrünen bis dunkellauchgrünen, talkähnlichen Sericitmembranen, denen zuweilen silberweiße Glimmerblättchen und dunkele Chloritschüppchen eingewebt sind, so dass ein gebänderter Querbruch entsteht. Taunuskette, Obersteyer, Mobendorf in Sachsen;

die Graphitglimmerschiefer. Odenwald, Schwarzwald;

die Kalkglimmerschiefer, einzelne Lamellen, Lagen oder flach linsenförmige Partieen von körnigem, zum Teil dolomitischem Kalke werden von parallel liegenden Schuppen, Flasern, Membranen und Lagen von Glimmer durchzogen, wodurch eine sehr vollkommen dick- oder dünnschieferige Struktur hervorgebracht wird (siehe auch sub 6, a). Der Glimmer kann auch hier zum Teil oder gänzlich durch Talk, Chlorit oder Sericit, sowie durch dünne glänzende Membranen von blaugrauem Thonschiefer vertreten werden (Kalktalk-, Kalkchlorit-, Kalksericit- und Kalkthonschiefer);

die Gneißglimmerschiefer, isolierte Orthoklase in Form von rund-

lichen oder linsenartigen Körnern treten reichlich zu dem Glimmer und Quarz des Glimmerschiefers und bedingen ein schieferig-flaseriges Gefüge desselben. Durch Zunahme der Feldspäte gehen die Gneißglimmerschiefer in echte Gneiße über:

die Garbenschiefer, dickschieferige, auf den Schichtungsflächen wellig unebene Gesteine, an deren Zusammensetzung sich wesentlich silberweißer perlmutterglänzender Kaliglimmer beteiligt, der zu schuppigen oder häutigen Aggregaten verwachsen ist. Neben ihm stellen sich Blättchen von braunem Magnesiaglimmer und Quarzkörnchen, oft auch Quarzlinsen und endlich jene Konkretionen von dunkelschwarzer Farbe ein, welche auf den Schichtungsflächen in büschel- oder garbenförmigen Zeichnungen hervortreten und dem Schiefer seinen Namen verliehen haben. Sie scheinen aus der Zersetzung von Andalusitaggregaten hervorgegangen zu sein. Verkürzen sich diese Konkretionen und nehmen getreidekornähnliche Gestalt an, so entstehen Fruchtschiefer. (Wechselburg, Waldenburg u. a. O. des sächsischen Granulitgebietes.) Bei Treuen im Vogtland, bei Lößnitz, Schneeberg und Schwarzenberg als Glieder der durch die Granite metamorphosierten Phyllite.

Der Glimmerschiefer zeigt außer der Schieferung eine sehr ausgeprägte Schichtung, welche durch Wechsellagerung seiner Varietäten unter sich sowohl, wie mit Quarziten, krystallinischem Kalkstein, Graphit-, Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Augitschiefern sowie mit Erzlagerstätten noch stärker hervortritt. Er bildet das Hauptgesteinsmaterial der unteren Ur-Schieferformation im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in den Salzburger und Oberkärnthener Alpen, im Erzgebirge, in den Sudeten, in Skandinavien, Nordamerika, Brasilien.

Andalusitglimmerfels, ein körnig-schuppiges bis filziges Aggregat von Biotit- und Muscovitblättchen, Andalusitsäulen und Magnetitkörnern mit Quarzschmitzen und -linsen. Extremstes Umwandlungsprodukt der Phyllite im Kontakte mit Graniten z. B. des Erzgebirges.

56. **Phyllit, Thonglimmerschiefer, Urthonschiefer.**

Der Phyllit ist ein ausgezeichnet schieferiges Gestein von meist kryptokrystallinischer, mitunter auch deutlich feinkörniger Struktur und vorwiegend dunkelgrauer, grünlicher oder schwarzblauer Farbe; seine Spaltungsflächen besitzen seidenartigen oder halbmetallischen Glanz. Seiner mineralischen Zusammensetzung nach besteht der Thonglimmerschiefer aus fast durchgängig mikroskopisch kleinen Glimmer-, Chlorit-, Quarz- und Feldspatpartikelchen, denen sich Rutil-Mikrolithen (sog. Thonschiefernädelchen) in knieförmigen Zwillingen und gegitterten, sagenitartigen Aggregaten zugesellen (Sauer, Cathrein, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. S. 169 und 227). Der Phyllit ist also ein in seinem Korne zu äußerster Feinheit herabgesunkener, gewissermaßen aphanitischer Glimmerschiefer, in welchen er auch

die deutlichsten Übergänge bildet. Der Phyllit von Recht im hohen Venn besteht aus mikroskopischen, parallel gestellten Glimmerblättchen, blutroten hexagonalen Schüppchen von Eisenoxyd, außerordentlich kleinen Granatdodekaëdern, Rutil-Mikrolithen, kleinen Säulchen von Turmalin und schwarzen Partikeln von Kohle. Auch in den Taunus-Schiefern bildet Turmalin einen Gesteinsgemengteil. Die chemische Zusammensetzung der Phyllite zeigt die größte Unregelmäßigkeit, so dass ihr Kieselsäuregehalt zwischen 45 und 74 % schwanken kann. Die Phyllite sind ausgezeichnet schieferig, spaltbar und auf den Spaltungsflächen sehr häufig parallel gefältelt. Sie sind reich an zufälligen Gemengteilen, welche sich in so konstanter Weise wiederholen, dass sie ganz bestimmte Gesteinsmodifikationen hervorbringen:

Feldspatphyllit und Phyllitgneiß. Manche Phyllite des Erzgebirges, Fichtelgebirges, bayerischen Waldes enthalten zahlreiche, hirsekorn- bis fast erbsengroße Albitkörner eingesprengt und werden dann Feldspat- oder Albitphyllite genannt. Ihr Feldspatgehalt kann so überhand nehmen, dass die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Albiten bildet (Phyllitgneiß). Eine ähnliche Plagioklasführung wiederholt sich bei den Sericitschiefern (Sericitgneiße).

Chiastolithschiefer, ein graulich- bis bläulichschwarzer, dichter Schiefer, in welchem viele säulenförmige Chiastolithkrystalle eingewachsen sind, die auf ihrem Querbruche das charakteristische schwarze Kreuz erkennen lassen (Bretagne, Pyrenäen, Gefrees im Fichtelgebirge, Strehla in Sachsen).

Staurolithphyllit oder -glimmerschiefer, ein glimmerschieferähnlicher Phyllit mit Staurolithkrystallen (Sterzing, Pyrenäen, Tennessee).

Ottrelitphyllit, ein grauer Phyllit, in welchem kleine sechsseitige, grünlichschwarze, glänzende Ottrelitblättchen eingewachsen sind (Ardennen, Bayern, Massachusetts, Rabenstein bei Chemnitz, Transvaalgebiet).

Chloritoidphyllit, normale oder graphitische Phyllite mit kleinen Täfelchen von grünlichschwarzem Chloritoid, z. T. reich an Rutil (Vogtland, Ardennen, Tyrol, Insel Groix, Ostalpen).

Fleck- und Knotenschiefer. In phyllitischen oder thonschieferartigen Gesteinen stellen sich Knötchen (Knotenschiefer) oder unbestimmt begrenzte Flecke ein (Fleckschiefer). Sie finden sich im Kontakte mit Granit und Syenit in den Pyrenäen und am NO- und NW-Abfalle des Erzgebirges (Weesenstein, Treuen), in der Lausitz und im Harze, aber auch vollständig unabhängig von jenen massigen Gesteinen zonenweise inmitten normaler Phyllite, z. B. in der Umrandung des Granulitgebietes in Sachsen. In vielen Fällen erweisen sich die Knoten als frische oder veränderte, dicht mit Biotitschüppchen und Magnetitkörnchen erfüllte Cordierite (Lausitz, Triebischthal, Vogtland, Fichtelgebirge).

Spilosite sind grünlichgraue, schieferige Aggregate von Muscovit, Sericit, Chlorit, Quarz, Albit und Rutil, auch wohl Aktinolith, Titanit und Turmalin mit kugeligen Konkretionen von grünem Chlorit nebst Quarz und Albit. Bei den Desmositen wechseln lichte Lagen von gleicher Zusammensetzung mit grünen Lagen von schuppigem Glimmer und Chlorit. Beide Gesteine gehören den durch Diabase metamorphosierten paläozoischen Schichten des Harzes an (Lossen, Kayser).

Der Wetzschiefer von Recht und Salm Chateau (Ardennen), welcher in 1 bis 10 cm mächtigen Schichten mit Phyllit wechsellagert, besteht wie dieser aus mikroskopischen Glimmerblättchen, gelblichgrünen, prismatischen Mikrolithen, Turmalinsäulchen und 0,02 mm großen Granatkryställchen, welche letztere jedoch so vorwalten, dass sie die Härte des Gesteines bedingen.

Die Phyllite setzen im Verein mit krystallinischen Kalksteinen, Hornblendeschiefern und Quarziten die oberen Niveaus der Ur-Schieferformation zusammen (Nordwestabfall des Erzgebirges, Böhmen, Mähren, Alpen, Pyrenäen, Skandinavien, atlantische Staaten von Nordamerika).

Anhangsweise ist hier anzuführen:

der Sericitschiefer (Sericitphyllit), eine dichte oder äußerst feinkörnige Modifikation des Sericitglimmerschiefers (sub 55), in welcher der Glimmer des Thonglimmerschiefers durch Sericit vertreten ist; zu ihm gesellen sich Quarz, ein chloritisches Mineral, Magneteisenkörnchen und in gewissen Fällen auch Albit. Man unterscheidet nach Lossen:

a) grüne Sericitschiefer von lebhaft dunkelgrüner, selten gefleckter Farbe, schimmernd, seidenartig bis halbmetallisch glänzend, sehr gewöhnlich gefältelt, mehr dick- als dünnplattig, ziemlich hart und fest. Durch Verwitterung anfänglich gelb gefleckt, dann ganz gelblichbraun werdend: mit viel Quarzschnüren und -trümern.

b) rote Sericitschiefer von violetter, rotbrauner bis kirschroter Farbe, weich, seidenartig glänzend, sich fettig anfühlend. Mit den grünen sind sie durch gefleckte Varietäten eng verbunden.

Die Sericitphyllite sind in der Taunuskette, im Ostharze, in den Salzburger Alpen, im Gotthardtgebirge verbreitet.

57. Turmalinschiefer.

Der Turmalinschiefer oder Schörlschiefer besteht aus abwechselnden Lagen von feinkörnigem, weißem Quarz und solchen von schwarzen Körnchen und Nädelchen von Turmalin, wodurch das Gestein eine schwarzweiße Bänderung erhält. Die meisten Turmalinschiefer gehören den kontaktmetamorphischen Zonen um die Granite an, so z. B. im Erzgebirge.

58. Amphibolit.

Unter der Bezeichnung Amphibolit wird eine vielgestaltige Gruppe von Gesteinen zusammengefasst, deren Hauptgemengteil Hornblende ist; zu

dieser gesellt sich eine große Zahl von anderen Bestandteilen: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Augit, Salit, Diallag, Omphacit, Granat, Zoisit, Epidot, Biotit, Muscovit, Rutil, Titanit, Zirkon, Titaneisen, Magnetit, Pyrit. — Die Amphibolite sind grobkörnige bis dichte, nahezu massig körnige bis vollkommen geschichtete, oder flaserige, kubisch, dick- und dünnplattig, selbst stengelig sich absondernde Gesteine. Man kann die Amphibolite einteilen in:

a) eigentliche Amphibolite; gras- bis dunkelgrüne Hornblende (in seltenen Fällen ersetzt durch Glaukophan) ist der alleinige Hauptgemengteil; eine große Anzahl der oben angeführten Nebengemengteile ist in ganz untergeordneter Weise vertreten.

b) Feldspat-Amphibolite: Hornblende und Plagioklas mit wenig Orthoklas sind die Hauptgemengteile; bei schieferiger, bisweilen lagenförmiger Ausbildung hat man diese Gesteine auch wohl als Diorit schiefer bezeichnet.

c) Granat-Amphibolit führt neben Hornblende und Granat meist zugleich Salit und Zoisit und sehr konstant Rutil. Durch Überhandnahme des Granates entsteht aus diesem Gestein: Granatfels (Waldheim). Granat-Glaukophan-Gesteine wurden von Syra und Groix beschrieben.

d) Zoisit-Amphibolit ist dicht bis grobkörnig und in letzterem Falle infolge der lentikulären Form der Zoisitaggregate grobflaserig (Schmiedeberg, böhmisches Erzgebirge).

e) Salit-Amphibolit; hellgrüne Hornblende und graulichweißer, im Präparate wasserheller, querrissiger, lang primatischer Augit (Salit) bilden die Hauptbestandteile.

f) Diallag-Amphibolit setzt sich zusammen aus Hornblende, Diallag, Granat, Orthoklas, Plagioklas, spärlichem Apatit und Eisenerzen.

g) Epidot-Amphibolschiefer bestehen aus Säulchen von dunkelgrüner Hornblende und Körnchen von licht gelblichgrünem Epidot, sowie von Plagioklas und Magnetit. Dadurch, dass sich der Epidot lagenweise stark anreichert und die Hornblende fast ganz verdrängt, entstehen die gebänderten Epidot-Amphibolschiefer (Grünschiefer von Hainichen).

Die Amphibolite bilden linsenförmige Einlagerungen in der Gneiß-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges, Böhmer Waldes, Fichtelgebirges, Skandinaviens, der Alpen, Nordamerikas.

59. Eklogit.

Der Eklogit ist ein mittel- bis grobkörniges Gemenge von faserigblätterigem, grasgrünem Omphacit (Augit) und rotem Granat, wozu als zufällige Bestandteile blauer Cyanit, weißer Glimmer, ferner in mikroskopischer Ausbildung Rutil, Zirkon, Magnetit kommen. Bisweilen führt der Eklogit auch größere, porphyrartig auftretende Hornblendekrystalle (Karinthin und Glaukophan). Er bildet wie der Amphibolit dick lentikuläre Einlagerungen

in der Gneiß- und Glimmerschieferformation und ist bisweilen mit Serpentin vergesellschaftet. Fundorte: Silberbach, Münchberg (Fichtelgebirge), Saualpe (Steiermark), zahlreiche Punkte des Erzgebirges.

60. **Flasergabbro** (Zobtenit).

Die Kombination Diallag-Plagioklas tritt nicht allein als stockförmiges Eruptivgestein, sondern auch als Einlagerung in der Urgneißformation auf. Hier sind die Flasergabbros meist mit Hornblendeschiefern vergesellschaftet (sächsisches Granulitgebiet, niederösterreichisches Waldviertel, Zobten) und wie die entsprechenden stockförmigen Gesteine eruptiven Ursprunges, bald olivinarm, bald olivinreich. Der den Feldspat zuweilen vertretende Saussurit ist ein Verwitterungsstadium des ersteren und enthält neben Resten desselben Körnchen von sekundärem Zoisit und Epidot. Sie besitzen eine rein körnige bis schieferig-flaserige Textur, welche hauptsächlich durch das augenartige Auftreten bis 3 cm großer Diallagkrystalle hervorgebracht wird (Böhrigen, Höllmühle im sächsischen Granulitgebiet). Sie bilden meist plumpe Linsen, an welche sich Schmitzen und Lagen von Amphibolschiefer anschmiegen, wodurch die Riesenflaserstruktur erzeugt wird, nach welcher, sowie nach der oft den Gesteinskörper selbst beherrschenden Flaserung, diese Gesteine ihren Namen erhalten haben.

61. **Olivingesteine.**

Diese meist mit Serpentin innig vergesellschafteten und in diesen übergehenden Gesteine bilden ein Analogon zu den eruptiven Pikriten. Mit dem fast immer vorwiegenden Olivin kombinieren sich verschiedene Mineralien der Augitgruppe: Augit, Diallag, Bronzit, Enstatit, ferner bisweilen nicht wenig Granat, schließlich auch Hornblende. Der bei weitem größere Teil der bekannten Olivingesteine scheint der archäischen Formation anzugehören (z. B. der schieferige Olivinfels im Glimmerschiefer von Tatnomak in Norwegen und im Biotitgneiß des Eulengebirges). Doch sind diese und die eruptiven nicht immer scharf auseinander zu halten. (Vergl. Peridotite.) Eine besondere Bezeichnung erhielten folgende Kombinationen:

Dunit, ein krystallinisch-körniges Aggregat von gelblichgrünen Olivinkörnern und Chromitoktaëdern.

Lherzolith, körniges bis dichtes Aggregat von grünem Olivin, graulichbraunem Enstatit, smaragdgrünem Diallag nebst Pikotit (Pyrenäen).

Eulysit, Aggregat von vorwaltendem Olivin, sowie grünem Augit und braunrotem Granat (Tunaberg, Schweden).

3. Klasse. Klastische (Trümmer-) Gesteine.

Die klastischen Gesteine sind aus der Wiederablagerung von Trümmern und Teilen mechanisch zerkleinerter, verwitterter und zersetzter älterer Gesteine hervorgegangen.

1. Familie. **Lose Haufwerke (Akkumulate).**

a) Produkte mechanischer Zerkleinerung durch das Wasser.

62. Sand, Kies, Seifen, Grus, Geröll, Geschiebe.

Der Sand besteht aus losen, unverbundenen Körnern, meistens von Quarz, aber auch von Feldspat und Hornblende. sowie Glimmerschüppchen (Spatsand). Manche Sande, die Magneteisensande, bestehen vorwaltend aus kleinen Körnchen von titanhaltigem Magneteisenstein, welche mit Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin gemengt sind. Am Ausflusse des St. Lorenzstromes und auf Nord-Neu-Seeland bildet er mächtige abbauwürdige, an vielen anderen Flussufern und Meeresküsten beschränktere Ablagerungen. Zuweilen sind die Sandkörner infolge thoniger oder kalkiger Beimengungen locker zusammengebacken. Erreichen dieselben die Größe einer kleinen Erbse, so entsteht der Kies. Besonders grobe, mit großen Geröllen gemischte Kiese nennt man Schotter. Enthalten die Sand- oder Kiesablagerungen Metall-, Erz- oder Edelsteinkörner, so nennt man sie Seifen, so die Goldseifen des Ural und Californiens, die Platinseifen des Ural, die Zinnseifen in Cornwall und auf Banka, die Diamantseifen Brasiliens und Südafrikas u. s. w. Grus nennt man Anhäufungen von erbsen- bis haselnussgroßen, abgerundeten oder scharfeckigen Gesteinsbruchstücken (Quarzgrus, Granitgrus). Gerölle sind gerundete, regellos übereinander gehäufte Gesteinsbruchstücke. Erratische Blöcke oder Geschiebe sind zuweilen nur wenig abgerundete, kopf- bis hausgroße Fragmente der verschiedenartigsten Gesteine und durch Gletscher von ihrem Ursprungsorte in ihre jetzige Lage transportiert worden. Werden die Sandkörner oder Gerölle durch ein Cement verkittet, so entstehen Sandsteine und Konglomerate. Die Ablagerungen der Sande, Kiese und Gerölle gehören vorzugsweise den jüngsten Formationen, namentlich dem Tertiär, Diluvium und Alluvium an.

b) Lose vulkanische Auswürflinge (Vulkanischer Schutt).

63. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand und Bimssteingeröll.

Vulkanische Asche, feine staubartige Kryställchen und Krystallfragmente von Feldspat, Augit, Magneteisen und Leucit, sowie eigentümliche lockere oder festere Flöckchen und Häufchen zusammengeballter Mikrolithe, insbesondere von Augit und Magneteisen, endlich beträchtliche Mengen von Glasscherben und -splitterchen. An den kleinen, lang nadelförmigen Augitkryställchen haften häufig thränenähnliche Tropfen porösen Glases, die in ihrem ursprünglich zähflüssigen Zustande oft deutlichst etwas an den Nädelchen hinabgeglitten sind (Fig. 20). Die staubartige Asche, welche, von dem Ausbruche isländischer Vulkane herrührend, im Ende

März 1875 in Skandinavien fiel, besteht zum größten Teil aus scharfkantigen, schneidigen, spitzeckigen Splitterchen von obsidianartigem, außerordentlich porösem Glas. Ebenso zeichnet sich die im Jahre 1883 vom Krakatau (Sundastraße) ausgeworfene Asche durch die eckig-splitterige Beschaffenheit der dieselbe vorwiegend zusammensetzenden Bimssteinpartikelchen aus, welche aus einem feinblasig aufgetriebenen Gesteinsglase bestehen. Dasselbe ist arm an krystallinischen Ausscheidungen. Diesen Bimssteinsplitterchen sind ziemlich häufige, stets von einer Glashaut überzogene Kryställchen von Augit, Hypersthen, Labrador und Magnetit beigemengt. Danach ist diese Asche eine im Glutflusse zerstäubte Hypersthen-Andesit-Lava.

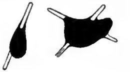


Fig. 20. Vulkanische Staubkörner, bestehend aus Augitnadeln und einem porösen Glastropfen. Nach *Zirkel*.

Vulkanischer Sand, hirsekorn- bis erbsengroße Lavabröckchen, Glasscherben und -splitterchen, gemengt mit zum Teil sehr scharfkantigen Krystallen von Augit, Leucit, Glimmer, Melanit, Sanidin, Olivin u. s. w. Sie zeichnen sich durch die erstaunliche Menge von Glaseinschlüssen, Mikrolithen und leeren Gas- und Dampfporen aus. Aschen und Sande unterscheiden sich nur durch die Dimensionen der zusammensetzenden Teilchen.

Lapilli, haselnuss- bis wallnussgroße Schlackenbrocken von poröser oder blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe.

Vulkanische Bomben, rundliche, keulenförmige oder ellipsoidisch gestaltete, faust- bis über kopfgroße Lavamassen, welche, in noch halbflüssigem Zustande durch die Luft geschleudert, infolge rasch rotierender Bewegung solche Gestalt erlangten.

Vulkanische Blöcke, mehrere Fuß im Durchmesser haltende Lavablöcke, welche in ihrem Inneren eine kompakt steinartige, nach außen zu eine schlackig blasige Beschaffenheit besitzen.

Bimssteinsand und Bimssteingerölle, lose Anhäufungen von größeren und kleineren Bimssteinstücken in der Umgegend von Vulkanen. In Deutschland finden sie sich um die erloschenen Krater des Laacher Sees; ferner bei Marburg und Gießen, sowie im Westerwald.

2. Familie. **Sandsteine, Konglomerate, Breccien.**

64. Sandstein.

Der Sandstein besteht aus Körnern von Quarz, welche durch ein mineralisches Bindemittel verkittet sind. Die Größe dieser Körner variiert sehr und erreicht die einer kleinen Erbse; übersteigt sie diese, so entstehen Konglomerate. Je nach der Größe der Körner unterscheidet man grob- und feinkörnige Sandsteine. Bisweilen besitzen die Quarzkörner Krystallgestalt und treten dann zu krystallinischem Quarzsandstein zusammen (siehe sub 10). Das Cement des Sandsteines ist sehr verschiedenartig und bedingt Farbe

und Härte des ganzen Gesteines; bei kieseligem, kalkigem und thonigem Bindemittel sind grau und weiß die Hauptfarben, eisenschüssige Cemente färben gelb, braun und rot, bituminöse dunkelgrau bis schwarz, glaukonitische grün. Auf Schwankungen der Menge des Bindemittels beruht der Übergang der Sandsteine in andere Gesteine; durch Zunahme desselben gehen sie in Thon, Kalk und Mergel über, durch sein Zurücktreten werden die Sandsteine zu losen Sanden. Zufällige Gemengteile sind neben Kaolin, Glimmerblättchen und Feldspatkörnchen namentlich Blei- und Kupfererze (Commern, Sangerhausen, Chessy). Die meisten Sandsteine sind sehr deutlich geschichtet, sehr häufig auch von senkrechten Klüften durchsetzt, wodurch Quader- und Säulenbildung begünstigt wird (Quadersandstein der sächsischen Schweiz, von Adersbach, Teufelsmauer am Harzrande). Die Sandsteine wechsellagern mit Schieferthonen, Thonschiefern, Mergeln, Kalksteinen, Steinkohlenflötzen u. s. w. und sind das Hauptmaterial vieler Formationen.

Je nach der Natur des Bindemittels unterscheidet man:

a) thonigen Sandstein, beim Anhauchen charakteristisch thonig riechend;

b) mergeligen Sandstein mit viel thonig kalkigem Bindemittel;

c) kalkigen Sandstein, das Cement ist kohlensaurer Kalk, teils als dichter Kalk, teils als Kalkspat. Ist neben kohlensaurem Kalk auch Magnesia-Karbonat vorhanden, so entsteht dolomitischer Sandstein;

d) kieseligen Sandstein (Glaswacke) mit hornsteinartigem, oder aus einem Aggregate minimaler Quarzindividuen bestehendem, sehr festem Cemente; die Quarzkörner besitzen häufig Krystallform. Zuweilen ist jedes Quarzkorn von einem Überzuge von Kieselsäure umgeben, welche jedesmal genau so orientiert ist, wie das inneliegende Korn (Törnebohm, Klemm). Kommt in Bänken und in losen Blöcken innerhalb der Sandablagerungen der Braunkohlenformation vor; mancher Quader- und Keupersandstein;

e) eisenschüssigen Sandstein, das Bindemittel besteht aus Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat in inniger Verbindung mit Thon oder Kalk und färbt den Sandstein dunkelgelb, rot oder braun;

f) bituminösen Sandstein, das Bindemittel besteht aus bitumenreichem Thone oder Kalke oder aus Asphalt;

g) Kaolinsandstein, das Bindemittel besteht aus weißlichem Kaolin, welcher z. B. in Thüringen ausgeschlemmt und zur Porzellanfabrikation benutzt wird.

Zu den Quarzkörnern, welche das Hauptmaterial des Quarzsandsteines bilden, gesellen sich nicht selten Körner oder Blättchen anderer Mineralsubstanzen in so reichlicher Menge, dass auch dadurch charakteristische Varietäten entstehen:

h) Glimmersandstein (Mikopsammit), glimmerreicher und dadurch etwas schieferiger Sandstein;

i) Grünsandstein (glaukonitischer Sandstein), neben den Quarzkörnern erscheinen hirsegroße, schießpulverähnliche Körnchen von arsengrünem bis dunkel lauchgrünem Glaukonit, durch welche das Gestein je nach der Menge derselben mehr oder weniger intensiv grün gefärbt wird. Nach Ehrenberg's Untersuchungen bestehen dieselben meist aus Foraminiferen-Steinkernen. Das Cement ist kalkig, mergelig oder thonig. Die Hauptentwickelung der Grünsandsteine fällt in die Kreideformation;

k) Arkose (Feldspatpsammit), ein Feldspat-Quarz-Glimmer-Sandstein. Körner von grauem Quarz, von rötlichem, zuweilen kaolinisiertem Orthoklas und Glimmerblättchen sind durch ein thoniges, kaoliniges oder kieseliges Cement verbunden. Die Arkose tritt als Glied der Steinkohlen-, Rotliegenden-, Buntsandstein- und Tertiärformation und zwar namentlich in der Nähe von Granitmassen auf, welche das Material geliefert haben.

Endlich bezeichnet man die verschiedenen Sandsteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe z. B. als Oldredsandstone, Kulmsandstein, Keupersandstein, Liassandstein, Hilssandstein, Braunkohlensandstein, Molassesandstein, — nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Spiriferensandstein, Walchiensandstein, Schilfsandstein, Nummulitensandstein, Cerithiensandstein, Blättersandstein, — nach ausgezeichneten Aufschlusspunkten und Vorkommen z. B. als Potsdamsandstein, Catskillsandstein, Vogesensandstein, Deistersandstein u. s. w.

65. Konglomerate.

Die Konglomerate bestehen aus abgerundeten Stücken (Rollstücken, Geröllen, Geschieben) irgend eines Minerales oder Gesteines, welche durch ein Bindemittel fest vereinigt sind. Die Mannigfaltigkeit der Konglomerate ist sehr groß und beruht:

1. auf der petrographischen Verschiedenheit der zum Konglomerat verbundenen Rollstücke, wonach man Quarzitkonglomerat, Kalksteinkonglomerat, Granitkonglomerat, Gneißkonglomerat, Grünsteinkonglomerat, Trachytkonglomerat, Basaltkonglomerat und endlich gemengte (polygene) Konglomerate unterscheidet, welche letztere Fragmente der verschiedensten Gesteinsarten umfassen;

2. auf der Verschiedenartigkeit des die Rollstücke verkittenden Cementes, welches eine kalkige, thonige, kieselige, sandige, eisenschüssige Beschaffenheit besitzt oder aus einem sehr feinen, geschlemmten Gesteinsschutte bestehen kann;

3. auf der Größe der Rollstücke, wonach man mehr oder weniger grobe Konglomerate unterscheidet;

4. auf der größeren oder geringeren Menge des Bindemittels,

welches vor den Rollstücken vorwaltet, auf der anderen Seite aber auch von diesen fast vollkommen verdrängt werden kann;

5. auf dem Grade der Festigkeit, mit welcher die Rollstücke und das Cement zu einem Gesteine vereinigt sind.

Aus den zahllosen Modifikationen der Konglomerate verdienen als besonders wichtige Varietäten hervorgehoben zu werden:

a) das Konglomerat des Rotliegenden, ein Konglomerat von wallnuss- bis über kopfgroßen, zum Teil vollkommen kugelrunden Geschieben von Quarz, Hornstein, Kieselschiefer, Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Quarzporphyr, nebst scheibenförmigen Platten von Thonschiefer und Phyllit, zusammengehalten von einem stark eisenschüssigen, sandigen, zum Teil kieseligen Bindemittel, welches dem Ganzen eine rotbraune Farbe verleiht. Diese Konglomerate bilden in Deutschland die Hauptmasse der unteren permischen Formation;

b) die Grauwacke ist zusammengesetzt aus abgerundeten Fragmenten von Quarz, Thonschiefer, Kieselschiefer, Feldspatkörnern, zum Teil auch Glimmerblättchen, sehr fest cementiert durch ein zähes, kieseliges oder kieselig thoniges Bindemittel, welches letztere oft durch fein verteilte Anthracitstäubchen dunkel gefärbt wird und dadurch die dunkelgraue Farbe des Gesamtgesteins bedingt Manche Grauwacken, (Leipzig, Camenz) besitzen eine krystalline Grundmasse aus mikroskopischen Muscovit- und Biotitblättchen, Quarz, Rutil, Eisenglanz und Turmalin, nebst mehr oder weniger amorpher Zwischenmasse. Bei noch anderen (Innerste Thal, Wernigerode i. Harz, Gießen) wird das Cement durch Glimmerlamellen gebildet, welche wirre Aggregate bilden oder sich an die klastischen Bestandteile anschmiegen (Klemm, Sauer). Die eigentliche Grauwacke geht durch Feinerwerden ihres Kornes in die dichte Grauwacke und diese durch Annahme von Schieferung in die Grauwackenschiefer über. Die Grauwackengesteine spielen in der silurischen, devonischen und unteren Kohlen- (Kulm-) Formation eine wichtige Rolle (Böhmen, Vogtland, Harz, Thüringen, Westfalen). Als Sparagmit bezeichnen die skandinavischen Geologen die schieferigen, z. T. rötlichen Grauwacken ihrer Heimat;

c) Nagelflue, ein gemengtes Konglomerat, bestehend aus stark abgerundeten Rollstücken von meist jurassischen Kalksteinen und Sandsteinen, zwischen solchen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Gneiß, Serpentin, Gabbro u. s. w., zusammengehalten durch ein Cement von weißlichem, gelblichem oder rötlichem, mergeligem Kalksteine. Die Nagelflue ist ein stellenweise sehr mächtiges Glied der Tertiärformation, welche die nördlichen und nordwestlichen Alpenvorberge zusammensetzt (Rigi);

d) Puddingstein (Flintkonglomerat), abgerundete, nuss- bis faustgroße Konkretionen oder Gerölle von gelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein liegen außerordentlich fest verkittet in einem feuerstein- oder horn-

steinähnlichen Cemente von gelber oder grauer Farbe. In der Eocänformation Englands;

Die Geschiebe mancher Konglomerate, namentlich solche von Kalkstein, zeigen zuweilen die Erscheinung gegenseitiger Eindrücke. So sind z. B. fast alle Kalkgeschiebe in der Nagelflue von Rapperswyl mit oft so tiefen Eindrücken an entgegengesetzten Seiten versehen, dass häufig nur eine sehr dünne Scheidewand übrig bleibt. Aber auch die Gerölle von Quarz, Quarziten, Grauwackensandsteinen, Granit, Diorit, Porphyrit u. a. weisen Eindrücke ihrer Nachbarn auf und sind oft gleichzeitig zerborsten, gedrückt und verschoben (bei Auchen, Frankenberg in Hessen, Gebweiler im Elsass, Hainichen, Leipzig; vergl. A. Rothpletz. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1879. S. 355).

66. **Breccien.**

Breccien bestehen aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Mineralien oder Gesteinen, welche durch irgend ein Bindemittel fest mit einander vereinigt sind.

Ihrer Entstehungsweise nach muss man die Breccien in Schutt-, Kontakt- und Reibungsbreccien trennen. Erstere bestehen aus Gesteinsschutt, welcher durch chemische oder mechanische Absätze des Wassers zu einem neuen Gesteine verkittet worden ist. Diese Breccien gehen durch Abrundung der Ecken und Kanten ihrer Gesteinsbruchstücke in Konglomerate über, und besitzen eine außerordentliche Mannigfaltigkeit, welche vorzugsweise auf der petrographischen Verschiedenartigkeit der Bruchstücke und der Beschaffenheit des Bindemittels beruht. Als besonders eigentümliche Varietäten sind hervorzuheben:

a) Tapanhoancanga, zoll- bis fußgroße, eckige Bruchstücke von Magneteisenerz, Eisenglanz, Brauneisenstein werden durch ein Cement von Roteisenstein, Brauneisenstein oder Eisenocker zusammengekittet. Als zufällige Einschlüsse werden Gold, Topas, Diamant, Rutil gefunden. Dieses Gestein bildet in der Provinz Minas Geraes in Brasilien eine weit ausgedehnte oberflächliche Decke;

b) Haselgebirge, Thone, welche mit Steinsalzbrocken und Fragmenten der benachbarten Gesteine angefüllt sind und die Steinsalzbildungen in den nördlichen Alpen zu begleiten pflegen;

c) Knochenbreccien, Kalksteinbruchstücke und Fragmente von Konchylien, namentlich aber von Knochen und Zähnen von Wirbeltieren werden durch ein eisenschüssiges, sandig thoniges oder sandig kalkiges Bindemittel mehr oder weniger fest verbunden. Solche Breccien von Rhinoceros-, Hirsch- und Pferdeknochen finden sich z. B. in den Spalten des Kalksteingebirges am mittelländischen Meere, solche von Knochen des Ursus spelaeus, der Hyaena spelaea namentlich in Höhlen, so in der von Muggendorf, in der Baumannshöhle, in der Adelsberger Grotte und vielen anderen.

— und endlich solche von Reptilien- und Fischresten, das **Bonebed**, als eine nur einige Centimeter mächtige Lage in der Grenzbildung zwischen Keuper und Lias.

Reibungsbreccien entstehen dadurch, dass durch Bewegung der Wände einer Verwerfungsspalte an einander Gesteinsfragmente losgebrochen und später durch mineralische Ausscheidungen aus eindringenden wässerigen Lösungen wieder zusammengekittet werden. Derartige Zertrümmerungsvorgänge wiederholen sich zuweilen auf einer älteren, bereits zum Mineralgang ausgefüllten Spalte; dann liefern die zertrümmerten Ganggesteine die Fragmente der Reibungsbreccie. Hierher gehören z. B. der **Quarzbrockenfels**, Quarz- und Hornsteinfragmente werden durch Quarz oder Eisenkiesel fest verbunden. Die Spalten zwischen den Bruchstücken sind häufig durch Quarz-, Amethyst- und Eisenglanzkrystalle inkrustiert; im Erzgebirge weit verbreitet.

Eruptiv-, Grenz- oder **Kontaktbreccien** nennt man scharfeckige Gesteinsfragmente, welche durch eruptives, krystallinisches Gesteinsmaterial sehr fest verkittet sind. Zwei Fälle des Abstammens der Bruchstücke sind möglich; entweder wurden sie durch die aufsteigende Eruptivmasse von dem Nebengesteine losgerissen, sind also **fremdartige** Gesteinseinschlüsse in dem festgewordenen Eruptivgestein, — oder sie entstanden durch Zertrümmerung des bereits festgewordenen Magmas durch nachdringende, noch flüssige Gesteinsmasse. Dann ist das Material der Bruchstücke und des Cementes **identisch** oder höchstens durch die Größe des Kornes verschieden; Breccien ersterer Art finden sich häufig an den Grenzen von Graniten (Erzgebirge, Fichtelgebirge), Quarzporphyr (z. B. bei Wendisheim in Sachsen), Syenit (z. B. bei Marquette am Lake Superior), Basalt (z. B. bei Salesl in Böhmen). Breccien von identischer Zusammensetzung der Bruchstücke und des Cementes sind namentlich bei den Quarzporphyren (z. B. bei Friedrichroda und Oberhof im Thüringer Walde, Niedeck in den Vogesen) und den Diabasen (Vogtland, Thüringen, Harz) bekannt.

3. Familie. **Thongesteine.**

Die Schlamm- und Thon- (oder limmatischen) Gesteine besitzen ein erdiges, homogenes Aussehen, bestehen aus feinen Staubkörnchen und Schüppchen, den Rückständen der Verwitterung, namentlich feldspatreicher Gesteine.

67. **Kaolin** (Porzellanerde).

Der Kaolin ist eine aus sehr feinen, staubartigen, erdigen Teilchen, sehr häufig aber auch aus mikroskopischen perlmutterglänzenden, sechsseitigen Krystallschüppchen bestehende, zerreibliche, meist abfärbende Masse von vorherrschend weißer, gelblicher oder rötlicher Farbe. In seiner reinsten Form ist der Kaolin zweifach kieselsaure Thonerde mit 2 Atomen Wasser

und dem entsprechend 47,05 Kieselsäure, — 39,21 Thonerde, — 13,74 Wasser, eine Zusammensetzung, welche jedoch größeren Schwankungen unterworfen ist. Auf ursprünglicher Lagerstätte ist der Kaolin durch beigemengte Glimmerblättchen und Quarzkörner verunreinigt.

Der Kaolin ist das Residuum der Feldspatzersetzung, so dass namentlich Granite, Gneiße und Porphyre das Material zur Kaolinbildung gegeben haben und Gebiete dieser Gesteinsarten die Heimat der Kaolinlagerstätten sind, so bei Karlsbad in Böhmen, bei Schneeberg und Meißen in Sachsen, in der Umgegend von Halle und Altenburg.

68. **Thon, Lehm, Löfs.**

Der Thon (Pelit) ist eine in trockenem Zustande erdige, milde und zerreibliche, an der Zunge klebende, in feuchtem Zustande plastische Masse von weißer, grauer, gelblichgrünlicher, brauner oder blauer Farbe. Die Thone sind wasserhaltige Thonerdesilikate, welchen Spuren von kohlensaurer Kalkerde und Magnesia, sowie von Eisen- und Manganhydroxyd beigemengt sind, ein geschlemmtes, zusammengeschwemmtes Zersetzungsprodukt feldspatreicher Gesteine. Von zufälligen Bestandteilen sind Krystalle und Krystallgruppen von Schwefelkies, Strahlkies und Gyps zu erwähnen; ferner umfasst er nicht selten Konkretionen von Sphärosiderit, Thoneisenstein und Kalkmergel und sehr häufig wohlerhaltene organische Reste. Als die wichtigsten Varietäten des Thones sind anzuführen:

a) Töpferthon, die reinste Varietät, weiß, hellgraublau und sehr plastisch, brennt sich rot;

b) bituminöser Thon, dunkelgrau bis schwarz, bleicht beim Glühen;

c) Salzthon, bituminöser, mit Kochsalz imprägnierter Thon, Begleiter der Steinsalzlagerstätten;

d) Alaunthon, bituminöser, mit Schwefelkiesteilchen imprägnierter Thon;

e) Septarienthon, ein an kalkigen und mergeligen Nieren reicher Thon der Tertiärformation;

f) Basaltthon (Wackenthon), besteht wesentlich aus wasser- z. T. auch noch magnesiahaltigem Thonerdesilikat und ist als Residuum der Basalte zu betrachten, welchen durch kohlensäurehaltige Wasser Kali, Natron, Kalkerde und ein Teil des Eisenoxyduls und der Kieselsäure entführt worden sind;

g) Walkerde (Fullers earth), eine erdige, thonähnliche, etwas fettige, im Striche glänzende, durchaus nicht plastische, sondern im Wasser zerbröckelnde Masse gelblichgrüner bis olivengrüner Farbe. Sie ist ebenfalls ein wasserhaltiges Thonerdesilikat, welchem konstant etwas Magnesia, und fast stets etwas Kalk und Eisenoxyd beigemengt ist. Sie geht aus der Zersetzung von Diabasen und Gabbro hervor und ist namentlich bei Rosswein in Sachsen, in Steiermark, in England (Fullers earth, ein Glied der dortigen Juraformation) entwickelt.

Die Thone sind namentlich in den jüngeren Formationen vom Jura an entwickelt und werden nach ihrer Stellung im Schichtensysteme, sowie nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Wealdenthon, Hilsthon, — Amaltheenthone und Ornatenthone bezeichnet.

Lehm. Ist der Thon durch feinen Quarzsand und Glimmerblättchen sowie Eisenoxydhydrat verunreinigt, so fühlt er sich rauh und mager an und wird zum Lehm.

Geschiebelehm (Geschiebemergel, Blocklehm) ist ein grauer, gelblicher, brauner oder fast schwarzer, sandig-grandiger, sich kratzig anfühlender, oft kalkhaltiger Lehm, das Zermalmungsprodukt der verschiedenartigsten Gesteine durch Gletscher. In ihm stecken wirr und ordnungslos kleinere und größere, z. T. geschrammte Geschiebe (erratische Blöcke).

Laterit ist ein oberflächlich zelliger, schlackenähnlicher, eisenschüssiger, roter, z. T. grusiger Lehm, der unter dem Einflusse bedeutender Niederschläge, tropischer Temperatur und üppiger Vegetation in Indien, Brasilien und Afrika aus der Zersetzung der Gesteine hervorgeht (z. B. Granit-, Diabas- Gneißlaterit).

Manche Pelite bestehen nicht aus thonigem, sondern aus fast reinem, außerordentlich feinem Quarzstaub. Man hat diese Accumulate als Quarzpelit oder Lößsand bezeichnet. Dieselben sind nicht plastisch, zerfallen im Wasser, färben mehlartig ab, bilden senkrechte Abstürze. Besitzen sie einen Kalkgehalt, führen Kalkkonkretionen (Lößkindel) und Landschnecken, sowie Säugetierreste, so nennt man sie Löß. Lehm, Pelit und Löß bilden mächtige oberflächliche Ablagerungen an Bergabhängen, auf Plateaus und in Thälern.

Der Tschernosem (Schwarzerde) ist ein durch humose Substanzen schwarz gefärbtes lößartiges Verwitterungsprodukt des Untergrundes mit 6 bis 10 Prozent organischer Substanz, welcher eine außerordentliche Verbreitung im zentralen und südlichen Russland, in Sibirien, sowie in den Prärieen des südlichen Nordamerika hat, wo er stellenweise eine Mächtigkeit von 7 m erreicht.

An manchen Lokalitäten sind die Thone in Folge der Einwirkung von Kohlenbränden oder basaltischen Eruptionen gebrannt und gefrittet und zu ganz eigentümlichen Gesteinen umgewandelt worden, welche man Porzellan- und Basaltjaspis nennt. Diese besitzen eine ziemliche Härte, muscheligen Bruch, schwachen Fettglanz und graue oder rote, zum Teil geflammte oder gestreifte Färbung (Duttweiler bei Saarbrücken, Siebengebirge, Zwickau, Teplitz, Bilin).

69. **Mergel.**

Die Mergel sind innige Gemenge von Kalkstein oder Dolomit mit Thon, wozu außerdem noch feine Glimmerschüppchen und Quarzkörnchen treten. Der Thongehalt beträgt zwischen 20 bis 60 Prozent der ganzen Gesteins-

masse, welche entweder erdig oder schieferig und mehr oder weniger bituminös sein kann. Manche Mergel sind durch Eisenoxydul und Eisenoxydhydrat grünlich, gelblich oder braunrot, in Folge starken Bitumengehaltes grau bis schwarz gefärbt und bleichen im letzteren Falle im Feuer. An der Luft blättern sie sich auf, zerfallen in würfelige Bröckchen, welche allmählich zu Erdkrume werden. Neben Kalkstein und Sandstein bilden die Mergel das Hauptgesteinsmaterial der geschichteten Formationen.

Kupferschiefer nennt man gewisse dünnplattige Mergel, welche reich an Fischresten, in Folge davon stark bituminös und deshalb schwarz gefärbt sind und in ihrer Gesteinsmasse außerordentlich feine Kupfererzpartikelchen eingesprengt enthalten. Auf der Gewinnung dieses Kupferschiefers beruht der großartige Mansfelder Bergbau.

Manche Kalkmergel sind mehr oder weniger reich an grünen Glaukonitkörnern; man findet derartige Glaukonitmergel namentlich in Westfalen, Frankreich und an der atlantischen Küste von New-Jersey, wo sie der Kreideformation angehören.

Brandschiefer sind braunschwarze oder pechschwarze Mergelschiefer, welche so stark von Bitumen imprägniert sind, dass sie mit rußender Flamme brennen (Seefeld in Tirol, Walgau in Bayern, Oschatz in Sachsen, Ölschiefer von Boll in Württemberg).

70. Schieferthon.

Der Schieferthon ist ein mildes, ziemlich weiches, schieferiges Gestein, welches aus verhärtetem Thone mit kleinen Glimmerblättchen und Quarzstäubchen besteht. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass neben fein zerriebenen und abgerundeten klastischen Gesteinselementen krystallinische Ausscheidungsprodukte (Mikrolithe von Hornblende, Schuppen von Kaliglimmer, Klümpchen von Quarz, Blättchen von Eisenglanz und bräunliche oder grünliche mikroskopische Nädelchen unbestimmbarer Natur), welche parallel der Schieferungsebene gelagert sind, und neben diesen ein Alles cementierender Grundteig eine wichtige Rolle bei der Zusammensetzung der Schieferthone spielen. Letztere sind gewöhnlich grau bis schwarz gefärbt und nicht selten reich an pflanzlichen und tierischen Resten. Schwefelkies ist ein sehr gewöhnlicher zufälliger Gemengteil desselben. Als Schieferletten bezeichnet man die roten und bunten, als Brandschiefer von Bitumen imprägnierte Schieferthone.

Die Schieferthone sind ausgezeichnet geschichtet, sie wechsellagern mit Kalksteinen, Sandsteinen, Mergeln und Kohlenflötzen und gewinnen namentlich in der Kohlen-, Lias-, Wealden- und Tertiärformation eine bedeutende Entwickelung, während Schieferletten namentlich im Rotliegenden und Buntsandstein vertreten sind.

71. Thonschiefer.

Der Thonschiefer ist ein ausgezeichnet schieferiges, hartes Thongestein

von meist grauer oder schwarzer, durch einen geringen Gehalt an kohliger Substanz hervorgebrachter Farbe, zuweilen durch Eisenoxyd gelb, grün, rot gefärbt. Auf dem Bruche matt, homogen und anscheinend nicht krystallinisch. Sehr gewöhnlich mit Schwefelkieskrystallen und -konkretionen, ferner mit Quarznestern, -trümmern und -schnüren, sowie Kalksteinknollen und endlich organischen Resten. Die mikroskopische Untersuchung silurischer und devonischer Schiefer hat ergeben, dass sie nicht bloß aus klastischen und pelitischen Gesteinselementen bestehen, nicht lediglich den erhärteten, fein zerriebenen Schlamm präexistierender Felsarten darstellen, sondern dass sie mikroskopische krystallinische Gemengteile in sich enthalten, welche oft sogar die hauptsächlichste Rolle bei der Zusammensetzung jener Schiefer spielen. Die mikrokrystallinischen Bestandteile sind: gelblichbraune Nädelchen von Rutil, alle der ursprünglichen Schieferungsebene parallel gelagert, — grünliche oder gelbliche Glimmertäfelchen, — Kalkspatschüppchen, — ovale oder rundliche Quarzkörnchen mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen. Die Ränder der Quarzausscheidungen verfließen förmlich in die umgebende Gesteinsmasse; um sie stehen zuweilen radial angeordnete zarte Glimmerblättchen allseitig herum.

Die chemische Zusammensetzung des Thonschiefers ist eine schwankende; doch ergiebt eine größere Anzahl von Analysen folgenden Durchschnitt: Kieselsäure 59,00, — Thonerde 20,00, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 7,40, — Magnesia 2,80, — Kalkerde 1,60, — Kali 3,50, — Natron 1,10, — Glühverlust (Bitumen und Wasser) 4,00. —

Neben dem gemeinen, an accessorischen Gemengteilen reichen, wenig ebenschieferigen Thonschiefer unterscheidet man:

a) Dach- und Tafelschiefer, die reinsten, sehr ebenschieferigen Varietäten des Thonschiefers, von grauer bis schwarzer Farbe, die sich leicht in dünne Tafeln spalten lassen (St. Goar am Rhein, Lehesten im Thüringer Walde, Goslar am Harz);

b) Griffelschiefer, reine, feste Thonschiefer, welche sich in Folge des Zusammentretens zweier Schieferungen in griffelförmige Stengel spalten lassen (Sonneberg in Thüringen);

c) Wetzschiefer, eine gelbliche oder grünlichgraue, ganz homogene, von Kieselsäure durchdrungene Thonschiefermasse (Katzhütte in Thüringen);

d) Zeichenschiefer, feinerdige, weiche, milde, schwarze, sehr kohlenstoffreiche Thonschiefer (Haselbach im Thüringer Walde);

e) Alaunschiefer, von kohligen Substanzen und von Schwefelkies imprägnierte Schiefer von schwärzlicher Farbe. Der Kohlenstoff erscheint zuweilen als Anthracit in bunt angelaufenen Häuten und Schuppen auf den Klüften und Spalten des Gesteines. Aus der Verwitterung des Schwefelkieses gehen Eisenvitriol, sowie Alaun hervor (Reichenbach im Vogtlande);

f) Grauwackenschiefer und dichte Grauwacke (siehe S. 115),

eine außerordentlich feinkörnige bis dichte, schieferige, zum Teil glimmerreiche, zum Teil vollkommen thonschieferige Varietät der Grauwacke.

Der Thonschiefer ist ausgezeichnet geschichtet, wechsellagert mit Kieselschiefern, Kalksteinen, Sandsteinen, Grauwacken, und ist namentlich in der silurischen, devonischen, zum Teil auch noch in der karbonischen, nur ausnahmsweise in jüngeren Formationen entwickelt. Seine Schieferung fällt oft nicht mit der Schichtung zusammen, sondern durchsetzt die Thonschiefermasse ganz unabhängig von dieser, eine Erscheinung, welche als falsche oder transversale Schieferung bezeichnet wird (siehe sub Architektonische Geologie).

Thon, Schieferthon, Thonschiefer und Phyllit gehen in einander über und lassen sich nur in ihren Extremen unterscheiden. Der echte Phyllit besitzt ein entschieden krystallinisches Gefüge, umschließt zahlreiche zufällige Gemengteile und gehört namentlich der Ur-Schieferformation an. Der Thonschiefer ist im Bruche matt, fest, besitzt sehr gewöhnlich falsche Schieferung, ist oft versteinerungsreich, führt aber nur wenig zufällige Gemengteile und gehört namentlich der älteren, der weiche, milde Schieferthon endlich der mittleren und jüngeren Formationsgruppe an.

4. Familie. **Tuffe.**

Die Tuffe sind Trümmergesteine, deren Material in Form von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli durch vulkanische Eruptionen geliefert, oft durch die Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt, geschichtet und zum Teil stark zersetzt wurde.

72. Porphyrtuff.

Der Porphyrtuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges oder ein körniges, sandsteinähnliches, zum Teil löcherig zelliges, buntes, in seinen Farben ungemein wechselndes, auch schneeweißes Gestein, welches aus der Anhäufung, Zusammenschwemmung und Schlemmung, sowie der teilweisen oder vollständigen Zersetzung von porphyrischen, feineren oder gröberen Auswurfsprodukten hervorgegangen ist. Je nach der Größe der letzteren unterscheidet man: feinerdige bis sandsteinartige Thonsteine, arkoseartige Tuffe, Krystalltuffe und Lapilli- oder Schlackentuffe, welche durch Übergänge innig mit einander verknüpft sind. Sie umschließen nicht selten Pflanzenversteinerungen, besonders verkieselte Psaronien, Cycadeen- und Coniferenstämme. Manche Thonsteine sind von Kieselsäure imprägniert, deshalb über stahlhart und buntfarbig gebändert, so der sogen. Bandjaspis von Kohren (Kohrnit). Die Porphyrtuffe sind zum Teil sehr deutlich geschichtet, wechsellagern unter sich oder mit Porphyrergüssen und treten z. B. im erzgebirgischen Bassin, ferner am Nordwestrande des Granulitgebirges, also bei Chemnitz, Frohburg, Wechselburg und Rochlitz, als Glieder des mittleren Rotliegenden in Verbindung mit Porphyren, ebenso bei Rednitz

in Böhmen und bei Döhlen unweit Dresden auf. Vom argentinischen Ostabhange der Cordillere beschrieb Stelzner echte Quarzporphyrtuffe mit silurischen Versteinerungen. Zuweilen bilden die Porphyrtuffe bergartige Aufschüttungen von 50 bis 80 m Mächtigkeit, also alte vulkanische Schuttkegel, so den Zeisigwald bei Chemnitz und den Rochlitzer Berg.

73. Grünsteintuff, Diabastuff.

Der Grünstein- oder Diabastuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges Aggregat von feinem, sand- oder staubartigem Diabasschutt von meist schmutzig grüner Farbe, welches von kohlensaurem Kalke innig imprägniert ist. Die Grünsteintuffe sind häufig schieferig und führen, abgesehen von größeren Diabasbrocken, nicht selten organische Reste (so solche der Devonformation bei Planschwitz in Sachsen). Sehr gewöhnlich gehen sie durch das Auftreten und die Überhandnahme thoniger, echt sedimentärer Beimengungen in Grauwackenschiefer über und bilden im Vogtlande, in Oberfranken, in Devonshire zwischen silurischen und devonischen Gesteinen mächtige Ablagerungen, welche mit Diabasen in engstem Zusammenhange stehen. In Südtirol bildet feinkörniges, geschlemmtes Augitporphyrmaterial eine regelmäßige Folge von dünnen Tuffschichten, welche das Aussehen von bald lockeren, bald festen, körnigen, schwarzen Sandsteinen besitzen und zwischen die Schichten der oberen Trias eingeschaltet sind.

74. Schalstein.

Der Schalstein ist der Hauptsache nach ein schieferiger, von kohlensaurem Kalke imprägnierter Diabastuff, gemengt mit Kalk- und Thonschlamm. Die Grundmasse desselben ist feinerdig, schieferig, grün, grau, gelblich oder rötlich gefärbt oder bunt gefleckt und durch und durch von kohlensaurem Kalke und zum Teil von Chloritschüppchen imprägniert. Dieselbe umschließt Bruchstücke von Thonschiefer, spärliche Krystallkörner von Feldspat und Lagen, Nester und Trümer, sowie Mandeln von Kalkspat. Wittern diese letzteren aus, so entstehen löcherige, schwammige Gesteine, die Blattersteinschiefer. Die mittlere chemische Zusammensetzung der Schalsteine beträgt: Kieselsäure 34,10, — Thonerde 13,10, — Eisenoxyd 5,80, — Eisenoxydul 2,40, — Magnesia 1,60, — Kali 2,40, — Natron 2,80, — Karbonate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul 33—34,00, — Wasser 3,10, — Phosphorsäure Spur; — spezifisches Gewicht = 2,6 bis 2,8.

Die Schalsteine stehen auf der einen Seite mit den Diabasen, auf der anderen mit devonischen echten Sedimentärgesteinen in engster Beziehung. Manche Schalsteine, so im Nassauischen, führen devonische Versteinerungen. Die Schalsteine sind namentlich dem Devon Nassaus, des Harzes und dem Silur Böhmens eingeschaltet.

75. Tuffe der trachytischen und basaltischen Gesteine.

a) Trachyttuff, ein bald lockerer, bald dichter und fester Tuff von zerkleinertem, zum Teil zersetztem trachytischen Materiale, welches bald

eine kreideartige, erdige, bald eine körnige, sandsteinartige, bald eine feinbreccienartige Beschaffenheit und vorherrschend lichtgraue oder lichtgelbliche Farben besitzt. Die Masse umschließt nicht selten Krystalle von Sanidin, Hornblende und Magneteisenerz, sowie fremdartige Gesteinsbrocken, enthält auch zuweilen pflanzliche Reste, ferner Schnüre, Nester und Trümer von Opal (edler Opal unweit Kaschau in Ungarn) und geht durch Aufnahme von Trachytgeröllen in Trachytkonglomerat über.

Die Hauptlagerorte des Trachyttuffes sind das Siebengebirge, Centralfrankreich, die Euganeen, die Umgegend von Schemnitz in Ungarn.

b) **Phonolithtuff**, ein weißer bis bräunlichgrauer Tuff von zerkleinertem, phonolithischem Materiale, welches eine mürbe, erdige Beschaffenheit besitzt, gewöhnlich verwitterte Bruchstücke von Phonolith, sowie Krystalle von Augit, Hornblende, Sanidin, Glimmer und endlich fremdartige Gesteinsbrocken umschließt und durch Aufnahme von abgerundeten Phonolithfragmenten in Phonolithkonglomerat übergeht. Im Hegau, bei Teplitz.

c) **Bimssteintuff** und **Trass**, ein weißes, gelbes, graues, erdiges bis dichtes, sich rauh anfühlendes Aggregat von zerriebenen Bimssteinteilchen, oft Brocken von Trachyt und Bimsstein, ferner Glimmerblättchen, Sanidin- und Granatkrystalle umschließend und mit Bimssteinkonglomeraten eng verknüpft. Am Laacher See, bei Schemnitz in Ungarn, in der Auvergne, in der Umgegend von Neapel (dort Puzzolan und Pausilipptuff genannt), auf Teneriffa (dort Tosca genannt). Eine lokale Varietät des Bimssteintuffes, welche in den Thälern der Umgebung des Laacher Sees (Brohlthal und Nettethal mächtige Ablagerungen bildet, ist der **Trass** (Duckstein). Er ist eine unrein gelblichgraue, erdige Masse, welche Fragmente von Bimsstein, Grauwacke Thonschiefer, Basaltlava und Krystalle von Sanidin, Leucit, Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn und endlich auch verkohlte Baumstämme und Äste umschließt und zur Darstellung von hydraulischem Mörtel verwandt wird.

d) **Alaunstein**, ein weißer oder gelblicher erdiger Trachyt- oder Bimssteintuff, welcher von Alunit in feinen Körnchen und Kryställchen imprägniert oder in Gängen und Trümern durchschwärmt wird, die das Produkt der Einwirkung von Solfataren auf die Tuffe sind. Bei Tokai in Ungarn, in der Auvergne, bei Tolfa in Italien.

e) **Basalttuff**, ein dichtes oder erdiges, schmutzig graubraunes Aggregat von fein zerriebenem, ziemlich zersetztem Basaltmateriale, welches Brocken von teilweise zersetztem Basalte, ferner Krystalle von Olivin, Augit, Hornblende, Glimmer und Magneteisenerz, sowie Adern und Nester von Kalkspat, Aragonit und Zeolithen, endlich organische Reste umschließt und mit Basaltkonglomerat eng verknüpft ist. Vergesellschaftet mit diesem und wechsellagernd mit Basaltdecken, zum Teil als Glied der Braunkohlenformation, findet er sich am Vogelsgebirge, im nördlichen Böhmen, am Habichtswald bei Kassel.

f) Peperin, ein schmutzig graubrauner, feinerdiger, weicher Tuff, in welchem zahlreiche Krystalle von Glimmer, Augit, Leucit, Magneteisen verteilt liegen, welcher außerdem eckige Bruchstücke von weißem, körnigem Kalkstein, Basalt und Leucitporphyr umschließt. Der Peperin bildet z. B. mächtige Ablagerungen im Albaner Gebirge und in dessen Umgebung.

g) Palagonittuff, ein geschichteter brauner Basalttuff, welcher zahlreiche kleine Partikelchen, eckige Körner und Brocken eines in seinem Äußeren an Kolophonium erinnernden, honiggelben bis braunen Basaltglases, des Palagonites, umschließt, der zuweilen zum vorwaltenden, ja sogar zum einzigen Bestandteile des Gesteines werden kann (Palagonitfels). Außerordentliche Verbreitung hat der Palagonittuff auf Island, ferner auf Sicilien, den Canarischen Inseln, den Galapagos. Derselbe ist jedoch auch in der Eifel, am Habichtswalde, in Nassau nachgewiesen.

h) Leucittuff, ein dunkel gelblichgrauer Tuff, dessen feinerdige Grundmasse verwitterte schneeweiße Leucite und neben diesen Krystalle von Augit, Glimmer, Sanidin, sowie Bruchstücke von Leucitophyr und devonischen Schiefern umschließt. In der Umgebung des Laacher Sees.

Dritter Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie ist die Lehre von den Kräften, unter deren Mitwirkung das Gesteinsmaterial und die Oberflächenverhältnisse der Erde entstanden sind und noch entstehen, sie ist die Lehre von den Agentien in dem Entwickelungsprozesse der Erde. Als solche müssen namentlich der Vulkanismus, die mechanische und chemische Thätigkeit des Wassers, sowie der atmosphärischen Luft, und die Thätigkeit des organischen Lebens gelten. Für die großartige Wirksamkeit aller aber ist die Länge der geologischen Zeiträume ein Hauptfaktor.

Ch. Lyell. Principles of Geology. 12. ed. London 1875.

Der Vulkanismus.

Begriff des Vulkanismus. Unter Vulkanismus verstehen wir den Inbegriff aller derjenigen Erscheinungen, welche in ursächlichem Zusammenhange mit der Glut des Erdinneren stehen.

Hierher gehören nicht nur die Eruptionen geschmolzener und zum Teil durch Dampfexplosionen zerstäubter Gesteinsmassen und ihr Aufbau zu Vulkanen, ferner die Dampf-, Gas- und heißen Wasserausströmungen aus Mofetten, Fumarolen, Solfataren, Thermen und Geysirs, sondern auch Erdbeben und die Niveauveränderungen weiter Gebiete der Erdkruste, sowie der Prozess der Gebirgsbildung.

I. Vulkane und ihre Thätigkeit.

Allgemeine Litteratur:

A. von Humboldt. Über den Bau und die Wirkung der Vulkane. Berlin 1824.
L. von Buch. Physikalische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825.
L. von Buch. Über Erhebungskratere und Vulkane. Berlin 1835.
G. Landgrebe. Naturgeschichte der Vulkane und der damit in Verbindung stehenden Erscheinungen. Gotha 1855.
F. von Hochstetter. Vulkanische Bildungen (Geologie von Neuseeland). Wien 1864 und 1866.
V. Junghuhn. Java, seine Gestalt u. s. w. Leipzig 1854.
G. Poulett Scrope. Über Vulkane. 2. Aufl., übersetzt von G. A. von Kloeden.

Berlin 1872. — Derselbe. Die Bildung der vulkanischen Kegel und Kratere, übersetzt von C. L. Grieshach. Berlin 1873.
C. W. C. Fuchs. Vulkane und Erdbeben. Internat. wiss. Bibl. XVII. Leipzig 1875.
C. W. C. Fuchs. Berichte über die vulkanischen Erscheinungen der Erde in den Jahren 1865 bis 71. Neues Jahrh. f. Min. in den Jahrgängen 1866 bis 72, von 73 an in Tschermak's mineral. Mitteil.
Ed. Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptiooeo u. d. Eruptivgesteine. Wien 1877. — Ders. Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. Kap. 1—3.

Einige Litteraturangaben über die wichtigsten europäischen Vulkangebiete.

H. v. Decben. Geogn. Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. II. Aufl. Bonn 1886 und Geogn. Führer zum Laacher See und seinen vulkan. Umgebungen. Bonn 1864. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 69—156.
L. Dressel. Geogn. geolog. Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871.
G. C. Laube. Geol. Exkurs. im Thermalgebiete d. nw. Böhmens. Leipzig 1884.
A. Makowsky. Die crlosch. Vulk. Nordmährens u. Österr.-Schlesieos. Brünn 1883.
P. Scrope. Geology a. extinct volcanoes of Central France. 2. Ed. London 1858.
Lecoq. Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris 1867. 5 Bände.
Ad. Reyer. Die Euganeen. Wien 1877.
G. vom Rath. Die römische Campagna und das Albaner Gebirge. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 487.
Carta geolog. d'Italia. 1 : 100 000. Roma. Direz. Gemmellaro. Fo. 160. Roma (Albano) 1888.
P. di Tucci. Saggio di studi geologici sui peperini del Lazio. R. Accad. dei Lincei 1878—79. Roma. Siehe auch N. Jahrb. 1880. II. S. 357.
W. Branco. Die Vulkane des Herniker Landes in Mittel-Italien. N. Jahrb. 1877. S. 561. — Monti Cimini ehend. VI. Beil. B. 1889. S. 205. — Fossa Lupara. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 166.
J. Roth. Der Vesuv und die Umgehung von Neapel. Berlin 1857. Studien am Monte Somma. Berlin 1877.
A. Heim. Der Vesuv im April 1872. Z. d. D. geol. Ges. 1873. S. 1.
G. vom Rath. Der Vesuv. (Samml. gem. wiss. Vortr.). Berlin 1873.
C. W. C. Fuchs. L'Isola d'Ischia. (Monografia e carta geologica 1 : 25 000.). Firenze 1872. Der Text zugleich in Tschermak's min. Mitteil. 1872. S. 199.
Sartorius von Waltershauscn. Atlas des Ätna. Weimar 1848 u. f. J.
S. v. Waltershausen. Der Ätoa. Hrsg. v. A. v. Lasaulx. 2 Bde. Leipzig 1880.
O. Silvestri. Sulle eruzione del' Etna scopiati il 18. e 19. maggio 1886. Catania 1886.
Carta geolog. d'Italia. 1 : 100 000. Fo. 261 Bronte; Fo. 262 Monte Etna; Fo. 269 Paterno; Fo. 270 Catania. — Fo. 244 Isole Eolie.
C. Doelter. Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Wien 1875.
G. Mercalli. Vulcani e Fenomeni vulcan. in Italia. Milano 1883. — Ders. L'Isola d'Ischia. Milano 1884.
C. Doelter. Der Vulkan Monte Ferru auf Sardinien. Wien 1877.
K. voo Fritsch, W. Reiß u. A. Stübel. Santorio. Heidelberg 1867.
K. von Fritsch. Geolog. Beschreih. des Ringgeh. v. Santorin. Z. d. D. geol. Ges. 1871. S. 125.
Jul. Schmidt. Vulkanstudien. Saotorin. Leipzig 1874.
F. Fouqué, Santorio et ses éruptions. Paris 1879. Avec 61 planches. Ausführlicher Auszug von Rosenbusch im N. Jahrb. 1880. II. S. 305.

Begriff eines Vulkanes. Ein Vulkan ist ein Berg, der durch einen Kanal mit dem Erdinnern in Verbindung steht oder gestanden hat, aus welchem das ihn aufbauende Material in glutflüssigem, z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zerspratztem Zustande emporgedrungen ist.

Nach ihrer Banart und Entstehungsweise unterscheidet man nach K. v. Seebach's Vorgang*) zweierlei Vulkantypen. Ist mit der Eruption von glutflüssigem Materiale eine reichliche Entwickelung von Gasen und Dämpfen verbunden, so baut sich durch lagenweise Anhäufung der infolge solcher Explosionen entstandenen und emporgeschleuderten Aschen und Lapilli ein geschichteter Vulkan auf; steigen hingegen glutflüssige Massen mit geringfügiger Beteiligung von Gasen und Dämpfen in die Höhe, so stauen sie sich auf der Erdoberfläche zu massigen Vulkankuppen an, oder breiten sich deckenartig aus (vergleiche § 19).

a) Die Schicht- oder Stratovulkane.

(Vulkane im engeren Sinne.)

§ 1. **Charakter derselben.** Die Schichtvulkane bestehen aus mehr oder weniger regelmäßigen Lagen, Schichten und Bänken von ausgeworfenem oder ausgeflossenem vulkanischen Materiale, welche von einer durch den Eruptionskanal repräsentierten Achse aus nach außen zu geneigt sind.

Die Form der meisten Schichtvulkane ist die eines mehr oder weniger stark abgestumpften, flachen oder steilen und auf seinem Gipfel vertieften Kegels. Nach ihrer Entstehungsweise ist die Gestalt dieser Vulkane steten Schwankungen unterworfen, jeder vulkanische Ausbruch vermag eine Veränderung der Konturen hervorzubringen. Ebensowenig wie diese sind die Dimensionen der Vulkankegel konstant; eine fortgesetzte gemäßigte Thätigkeit erhöht im allgemeinen den Berg durch die ausgeworfenen Produkte, heftige Ausbrüche hingegen pflegen ihn teilweise zu zerstören. So stürzte z. B. bei der Eruption des 800 m hohen Krakatau im Jahre 1883 mehr als die Hälfte desselben zusammen. Überhaupt aber schwanken die Höhen der verschiedenen Vulkane in eben den weiten Grenzen wie die der nicht vulkanischen Berge. So überragt der Ätna das Meer um 3304 m, der Pic von Teneriffa um 3615 m, — andere erheben sich kaum 30 m über das Territorium, auf das sie aufgesetzt sind.

Als der wichtigste Teil der Stratovulkane ist der Kanal anzusehen, welcher durch die feste Erdkruste bis zu der glutigen Erdtiefe reicht, wo der Ausgangspunkt der vulkanischen Thätigkeit zu suchen ist. Er bildet den Weg, auf welchem gasförmige oder glutflüssige Eruptionsmaterialien aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche gelangen, ist übrigens nur bei im Zustande

*) Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 643.

der Thätigkeit befindlichen Vulkanen offen, d. h. für vulkanische Produkte passierbar, bei erloschenen oder im Zustande der Ruhe befindlichen Vulkanen hingegen durch erstarrte Laven verstopft. Seine obere, meist trichter-, kessel- oder tellerförmig erweiterte Mündung heißt der **Krater** (Fig. 21), an welchem man wiederum den Kraterrand, die Kraterwände und den Kraterboden unterscheidet. Viele Vulkane besitzen außer den meist zentralen, zuweilen aber auch auf dem Abhange gelegenen noch einen zweiten Hauptkrater oder zahlreiche z. T. radial angeordnete Nebenkratere mit dazu gehörigen parasitischen Kegeln. So hat der Pic von Teneriffa und der Mt. Loa zwei Hauptkratere und der Ätna neben seinem Gipfelkrater noch gegen



Fig. 21. Krater auf Réunion. Nach *Vélain*.

200 Nebenkratere. Einigen der höchsten Vulkane fehlt ein eigentlicher Krater. Ihre Eruptionserscheinungen erfolgen aus Spalten, die sich an den Abhängen des Kegels bilden, so am großen Ararat, am Antisana in Südamerika u. a. Die Dimensionen der Kratere sind außerordentlich ungleich; von einer schwachen Vertiefung auf dem Gipfel des Vulkanes bis zu schroffen, kesselförmigen Becken von 3000, 4000 und 5000 m Durchmesser sind alle Größen vertreten. Der Krater des Stromboli misst gegen 670, der des Vesuvs 620, der des Ätna etwa 700, der des Popocatepetl 1700, des Kilauea auf Hawaii etwa 4700 m im Durchmesser.

§ 2. **Untergrund der Vulkane.** Die Gesteine, auf welchen die Vulkankegel parasitisch aufgesetzt sind, gehören den mannigfachsten Arten und den verschiedensten geologischen Formationen an. Sie sind teils selbst eruptiver Natur, teils aber sedimentären Ursprungs und Glieder der geschichteten Gesteinsreihe. Auf Graniten ruhen die Vulkane der Auvergne und ein Teil derer von Quito, auf Diabas, Diorit und Porphyrit die Vulkane der Canarischen Inseln, auf Gneiß, Glimmer- und Talkschiefern die Vulkane des Vivarais, Velay, sowie des Elbrus, auf paläozoischen Schiefern und Grauwacken die Vulkane der Eifel und des Laacher Sees, auf tertiären Schichten der Ätna und die neuseeländischen Vulkane.

Besonders wichtige Schlussfolgerungen gestatten die Lagerungsverhältnisse der geschichteten Gesteine, wo diese von vulkanischen Massen durchsetzt und überdeckt werden. Man nahm früher mit L. von Buch und A. von Humboldt in den meisten Fällen an, dass die vulkanische Thätigkeit eine zentrale Erhebung der rings um den Eruptionsherd befindlichen Gesteine zur Folge gehabt habe, in der Weise, dass die auf den benachbarten sedimentären Schichten ursprünglich horizontal gelagerten Tuffe, Aschen und Schuttlagen ihre geneigte, von der Ausbruchsesse abfallende Lage durch die hebende Kraft eingeengter, vorzüglich gasförmiger Eruptionsprodukte erhalten hätten. An einer derartigen Aufrichtung hätten unbedingt auch die die Grundlage des vulkanischen Materials bildenden sedimentären Gesteine teilnehmen müssen. Mit diesem Erfordernis stimmt die Beobachtung nicht überein; vielmehr ergiebt sich aus derselben, dass die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes der Vulkankegel, abgesehen von vorausgegangenen, die Eruption überhaupt erst ermöglichenden Spaltenbildungen, durch den Eruptionsvorgang selbst nicht im geringsten beeinflusst worden sind. Damit fällt auch die Theorie von der Entstehung gewisser Kratere und der steil geneigten Stellung vulkanischer Schichten durch Erhebung (Theorie der Erhebungskratere), wenn sie nicht bereits durch die Beobachtung der natürlichen Vorgänge bei der Entstehung jedes neuen vulkanischen Aufschüttungskegels und bei der Erhöhung der bereits vorhandenen durch fortgesetzte Aufschüttung beseitigt wäre.

Aus obigem ergeben sich zwei wichtige geologische Resultate: 1) Die vulkanische Thätigkeit ist unabhängig von der geognostischen Beschaffenheit einer Gegend, ihre Ursache muss deshalb eine von jener unabhängige, tiefer liegende sein. 2) Die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes vulkanischer Gebiete sind durch vulkanische Eruptionen nicht gestört worden, namentlich aber ist mit diesen letzteren eine zentrale Aufrichtung der die Vulkankegel bildenden Lava- und Schuttschichten nicht verbunden gewesen.

§ 3. **Material der Vulkankegel.** Die Materialien der vulkanischen Kegel sind Eruptionsprodukte, welche aus dem Ausbruchskanal gequollen sind und Ströme oder Lagen bildeten, oder aber aus dem Schlunde emporgeschleudert wurden, zurückfielen und sich rings um diesen anhäuften und mehr oder weniger schnell zu einem Berge anwuchsen. Je nachdem nun entweder nur Lava, Tuff oder vulkanische Aschen, Schutt und Sand, jedes für sich allein, oder alle gemeinsam an dem Aufbau der Vulkankegel teilgenommen haben, sind die Charaktere der letzteren verschieden, so dass man dieselben als Lava-, Aschen-, Sand-, Schutt- und gemischte Kegel bezeichnet.

Die Lavakegel verdanken aus dem Krater fließenden, besonders dünnflüssigen, geschmolzenen Gesteinsmassen ihren Ursprung, welche sich

bei der ihnen eigenen Leichtflüssigkeit um den Eruptionskanal herum ausbreiteten und sich selbst auf wenig geneigten Ebenen fortbewegten. Die Folge davon war die Bildung z. T. außerordentlich flacher, schildförmiger Kegel, deren Böschung gewöhnlich nur 3 bis 10 Grade beträgt und die aus lauter einzelnen, den wiederholten Lavaergüssen entsprechenden, wenig geneigten, fast horizontal liegenden Lavabänken bestehen. Die großen Vulkane auf den Sandwich-Inseln, der Mt. Loa und der Mt. Kea, beide über 4000 m hoch, sind solche Lavakegel mit durchschnittlichem Abfall von 6 bis 8 Graden (Fig. 22), so dass der Durchmesser des Mt. Loa 600 m unter seinem



Fig. 22. Profil der beiden Lavakegel Mt. Loa und Mt. Kea auf Hawaii.

Gipfel über 4 deutsche Meilen beträgt. Die Wände seiner beiden Kratere, von denen der seitliche (der Kilauea) der zweitgrößte der Erde ist, stürzen 200 bis 350 m fast senkrecht ab und sind aus horizontalen Lavabänken aufgebaut.

Nicht immer jedoch sind diese durch allmähliche Übereinanderlagerung von über den Kraterrand laufenden Laven entstandenen Lavakegel so flach, wie bisher angenommen, manche Laven vielmehr sind so zähe und erstarren so leicht, dass sie sich zu außerordentlich steilen Kuppen aufstauen, auf deren Abhängen hinabrinnen, auf diesem ihrem Wege fest werden und zusammenhängende Lagen und Ströme bilden, die eine Neigung von 20, 30 und mehr Graden besitzen.

Die Aschen-, Sand- und Schuttkegel werden durch Anhäufung der aus dem Eruptionskanale in fast senkrechter Richtung und zuweilen bis zu erstaunlicher Höhe emporgeschleuderten, dann in unmittelbare Umgebung des Schlundes zurückfallenden losen vulkanischen Auswürflinge gebildet



Fig. 23. Profil eines Aschenkegels.



Fig. 24. Profil eines Schuttkegels.

und bestehen demgemäß aus Blöcken von Lava, schlackigen Lavaklumpen, vulkanischen Bomben, Lapilli, vulkanischen Sanden und Aschen (siehe S. 111). Dieses Material ist schichtenweise gesondert, so dass Lagen von grobem und feinem Haufwerke mit einander abwechseln. Die zurückfallenden Auswürflinge häufen sich mit der Zeit zu Kegeln an, deren Seiten und schichten-

artige Lagen 15 bis 35, ja 45 Grad Neigung nach außen besitzen und deren Kratere die Form enger, steiler und schlotähnlicher Schlünde oder beckenförmiger Vertiefungen haben (Fig. 24 u. 23).

Die Kegel von gemischtem vulkanischen Materiale bestehen aus abwechselnden, mehr oder weniger mächtigen, bankartig ausgebreiteten Lavaströmen und Lagen von losen Auswürflingen, welche wiederum von radiär vom Eruptionskanal ausstrahlenden Lavagängen durchsetzt werden können. In der Aufeinanderfolge des verschiedenartigen Materiales herrscht keine Gesetzmäßigkeit. Bald wird der untere, flachere Teil des Vulkankegels von Lava und seine obere, steile Partie von Haufwerk gebildet; bald besteht der Kraterrand aus solider Lava und die Basis des Berges aus losen Auswürflingen. Zur Klasse der gemischten Kegel gehören die meisten größeren Vulkane.

§ 4. **Von Lavaströmen geöffnete, hufeisenförmige Kratere.** Die regelmäßig kesselförmige Gestalt der Kratere solch einfacher Stratovulkane, sowie die normale Kegelform dieser letzteren erleidet jedoch sehr häufig eine wesentliche Veränderung dadurch, dass die in den Krater getretene Lava sich einen Ausweg bahnt, eine Kraterwand einreißt oder einschmilzt und sich durch die Durchbruchsstelle als Lavastrom ergießt. So entstehen die einseitig geöffneten Eruptionskratere mit hufeisenförmigem Rande, aus deren Zentrum oft sehr bedeutende Lavaströme geflossen sind. Ein großartiges Beispiel hierfür liefert das Innere der Insel Ischia, wo ein gewaltiger, öder Lavastrom, L'Arso, aus einem verhältnismäßig kleinen hufeisenförmigen Krater von Auswürflingen hervortritt. Dasselbe wiederholt sich in der Gegend von Laach am Bausenberge, Hochsimmer u. a., an zahlreichen parasitischen Kegeln des Ätna und an vielen Vulkanen der Auvergne. Letzterem Vulkangebiete ist das durch Fig. 25 wiedergegebene Beispiel entnommen.



Fig. 25. Die Puys Noirs, Solas und La Vache in der Auvergne, durch hervordringende Lavaströme geöffnete, hufeisenförmige Kraterränder.

Viele der im vorigen Paragraphen beschriebenen Schutt- und Aschenkegel sind das Produkt einer einzigen, oft nur wenige Tage dauernden Eruption, besitzen aber trotzdem ziemlich bedeutende Dimensionen, wie z. B. der etwa 150 m hohe Monte Nuovo bei Neapel, der in zwei Tagen aufgeworfen wurde. Aus der Wiederholung zahlreicher solcher Eruptionen sind

allmählich solche gewaltige zusammengesetzte Vulkanberge, wie der Ätna, hervorgegangen.

§ 5. Zusammengesetzte Vulkanberge. Die einzelnen Vorgänge in dem Entstehungsprozesse solch zusammengesetzter Vulkanberge sind: 1) Wiederholte, wenn auch oft durch lange Pausen der Ruhe unterbrochene Eruptionen von bedeutenden Mengen grober Auswürflinge, Lapilli, Sand und Asche, wodurch der Kegel und Kraterrand nicht nur wächst, sondern auch an Festigkeit zunimmt; 2) wiederholtes Überfließen der Lava über die niedrigsten Punkte der Kraterränder, wodurch zusammenhängende Gesteinslagen und sich kreuzende oder stellenweise bedeckende Lavaströme entstehen, die zum Teil von neuem durch lose Auswürflinge bedeckt werden; 3) das Aufreißen von radialen Spalten, in welche vom Eruptionsschlunde aus Lava gepresst wird, so dass sie zu Gesteinsgängen werden, welche den lockeren Bau der Schutt- und Aschenkegel verfestigen; 4) seitliche Eruption von Lava und die Bildung von parasitischen Schuttkegeln am Fuße oder auf den Abhängen des älteren und höheren Vulkanes infolge der Berstung seiner Wandungen. Bei hohen Vulkanbergen erreicht nämlich die von unten in den Vulkanschlund gepresste Lava den Gipfelkrater nicht, es scheint vielmehr, dass der Druck der in der zentralen Achse des Vulkanes emporsteigenden Lavasäule ein zu gewaltiger ist, als dass der aus nur lose aufgeschüttetem Materiale bestehende Kegel denselben auszuhalten vermöchte. In dem Berge bilden sich deshalb radial ausstrahlende Spalten, aus denen Dämpfe hervorströmen, Aschen ausgeworfen werden und vorzüglich Laven entquellen, — kurz, auf welchen parasitische Kegel und Nebenkratere entstehen. Sie sind namentlich auf den Abhängen des Ätna in großer Zahl aufgesetzt. Dort stehen sie bald in Reihen, bald vereinzelt und ordnungslos zerstreut. Die meisten derselben haben deutliche Kratere, welche zwar in der Regel hufeisenförmig geöffnet, zum Teil aber auch rings geschlossen, also becherförmig gestaltet sind. Häufig kommt es vor, dass eine spätere Eruption nahe bei einer älteren stattfindet und hier einen Kegel auftürmt, durch welchen der bereits vorhandene teilweise wieder zerstört wird; niemals wird der alte Ausbruchsschlund wieder benutzt. Es scheint nämlich, dass die jedesmaligen Eruptionskanäle durch die erstarrende Lava verstopft und fest verkeilt werden, so dass jede andere Stelle des Vulkankegels ein geringeres Hindernis bietet, als die bereits benutzten, jetzt zu Lavagängen umgestalteten Spalten. Der ganze Vulkan ist deshalb von zahllosen solchen Lavagängen durchschwärmt, die von dessen verschiedenen Eruptionen herrühren, und von Lavaströmen überflutet, welche, von neuen Auswürflingen überdeckt, als der Schichtenreihe des Stratovulkanes eingeschaltete Lager erscheinen.

Durch solche über Jahrtausende verteilte, intermittierende Materialproduktionen bauen sich die vulkanischen Schlünde allmählich viele tausend

Fuß hohe, mit zahlreichen, ja Hunderten von Nebenkegeln versehene Vulkangebirge auf.

§ 6. **Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen.** Eine besondere Modifikation der zusammengesetzten Vulkanberge entsteht dadurch, dass ihre eigentlichen Eruptionskegel in größerer oder geringerer Entfernung von einer ringförmigen Umwallung umgeben sind. Dieser Ringwall besteht aus Lavabänken, welche mit Tuff-, Sand- und Schuttschichten wechsellagern und wie diese nach außen geneigt sind, nach innen zu aber steil abstürzen, so dass sie einen weiten Kessel umschließen, innerhalb dessen sich der Eruptionskegel aufgebaut hat (Fig. 26). Der Monte Somma ist

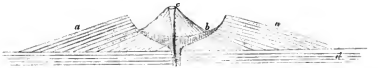


Fig. 26. Profil eines älteren Stratovulkanes (eines Ringwalles) und eines jüngeren Eruptionskegels in dem Einsturzkrater des ersteren. *a* Verstürzter alter Stratovulkan. *b* Ausfüllung und Ausebenung des Kraters desselben durch Schutt von den Kraterwänden. *c* Neuer Eruptionskegel. *d* Sedimentärschichten des Untergrundes. *(H. Crd.)*

eine solche, freilich nur teilweise erhaltene ringförmige Umwallung des eigentlichen Vesuvkegels (vergl. Fig. 29). Zwischen beiden dehnt sich eine ebene Fläche, der Boden des alten Einsturzkraters, das Atrio del Cavallo, aus. In ganz ähnlicher Weise ist der Kegel des Pic von Teneriffa von einer Hochebene (dem Atrio) und diese von einem Cirkus (dem steilen Absturze des Einsturzkraters) umgeben. Man führte früher, wie in § 2 erwähnt, die Entstehung dieses äußeren Kraterwalles auf zentrale Hebungen von fast horizontal abgelagerten Schichten vulkanischen Ursprunges zurück und nannte die angeblich durch Berstung der Schichten in der Achse der Erhebung entstandene Einsenkung »Erhebungskrater«. Man hat jedoch diese äußeren Umwallungen als nichts anderes aufzufassen, denn als Ruinen eines älteren und zum Teil verstürzten Vulkankraters, in dessen Mitte sich die Eruptionsprodukte einen neuen Weg bahnten und einen neuen Eruptionskegel aufbauten.

Man denke sich als Resultat einer Eruption einen Vulkankegel und auf seinem Gipfel einen tiefen Kraterschlund mit steil abstürzenden Rändern und Wänden, aus dessen Tiefe noch durch längere Zeiträume hindurch heiße Wasserdämpfe und Gase und zwar namentlich Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure und Chlorwasserstoff emporsteigen und die vielfach zerrissenen und zerspaltenen Kraterwände zersetzen, zerfressen und bröckelig machen. Zugleich aber berücksichtige man die mechanische Thätigkeit der atmosphärischen Wasser, welche einerseits anerkanntermaßen auf den wesentlich aus losem Schutte bestehenden Vulkangipfel außerordentlich rasch ihren

einschneidenden und wegschwemmenden Einfluss geltend machen, und andererseits auch die Ränder und Wände des Kraters selbst bereits in einem durch die Wirkung der Gase erzeugten, höchst lockeren Zustand vorfinden. Diese doppelten gesteinzerstörenden Beeinflussungen werden sich zunächst an dem ihnen am unmittelbarsten ausgesetzten Kraterrande bemerkbar machen, der zerbröckeln und in die Tiefe stürzen wird; ihm folgen die oberen Teile der Kraterwände und des neuen Kraterkranzes. Unterstützt wird dieses Zusammenbrechen durch die in der Umgebung der meisten vulkanischen Berge nicht seltenen Erdstöße und Erderzitterungen. Durch alle diese Vorgänge wird der Kraterschlund allmählich zu einer erst steil kesselförmigen, dann tellerartigen Vertiefung umgestaltet, die von einem je nach dem Stadium des Verfalles des ursprünglichen Vulkanes verschieden hohen und steilen Ringe vulkanischer Gebilde, dem zum Teil nur noch ruinenhaften Überbleibsel des allmählich verschwindenden Stratovulkankegels umschlossen wird. Endlich mag sich das weite Kesselthal mit Vegetation, ja mit ausgedehnten Waldungen bedecken, so dass fast alle Andeutungen des vulkanischen Ursprunges desselben verwischt werden. Beschleunigt und erleichtert wird dieser Nivellierungsprozess dadurch, dass der Kraterwall entweder bereits ursprünglich hufeisenförmig geöffnet war, oder später durch eine Erosionsschlucht (Barranco) zerschnitten wurde, so dass der Schutt aus dem Krater durch die Gewässer entführt werden konnte.

Findet aber durch den zeitweise verstopft gewesenen alten Eruptionskanal eine neue Eruption statt, so häufen sich deren Produkte rings um diesen genau in derselben Weise auf, als wenn der Ausbruch auf einem bisher von vulkanischen Einwirkungen ganz unberührten Gebiete stattfände. Es bildet sich ein Schuttkegel, Lavamassen ergießen sich aus diesem und neue Aschenauswürfe erfolgen, — der neue Vulkankegel wächst und mag bald den mehr oder weniger vollständigen Kranz des alten Einsturzkraters an Höhe überragen. In diesem Zustande befindet sich augenblicklich z. B. der Vesuv. Hört jetzt die vulkanische Thätigkeit für längere Zeit auf, so ereilt den zweiten jüngeren Vulkan das Schicksal seines jetzt zum äußeren Ringwall umgewandelten Vorgängers, seine Ränder und Wände brechen zusammen, ein zweiter Einsturzkrater bildet sich innerhalb des ersten; zwei nach außen flach abfallende, nach innen steil abstürzende Ringwälle sind einer im weiten Atrium des anderen entstanden. Dieses Stadium wird durch den Doppelring des Albaner Gebirges bei Rom repräsentiert. Derselbe Prozess kann sich nochmals wiederholen, und auch hierfür sind Beispiele bekannt.

Die Abtragung und Ausgleichung des vulkanischen Aufschüttungskegels wird in manchen Fällen noch durch die einschneidende Thätigkeit des Wassers unterstützt, welche auf die äußeren flachen Abfälle des Vulkanes gerichtet ist und deren Wirkung tiefe Furchen sind, welche vom Gipfel

mancher z. B. javanesischer Vulkane allseitig ausstrahlen, die Abhänge hinablaufen und nach dem Fuße des Berges zu immer tiefer und breiter werden. Dadurch nun, dass die sich namentlich in den Tropen wolkenbruchartig ergießenden Regenwasser im Laufe der Zeiten die Furchen tiefer und tiefer reißen, kann eine der so entstehenden Schluchten so tief werden, dass der ursprünglich allseitig geschlossene Gipfelkrater durch eine tiefe Kraterschlucht weit geöffnet wird. Indem sich nun Krater sowohl wie Schlucht durch Einsturz immer mehr erweitern, entsteht als schließliches Produkt dieses Erosionsprozesses ein gewaltiges, sich nach außen öffnendes Kesselthal. Die zur Gruppe der Canaren gehörige Insel Palma zeigt diese Gestaltung in vollkommenster Weise. Das Kesselthal dieser Insel führt den Namen Caldera, die tiefe Schucht, die diesen Kessel geöffnet hat, die Bezeichnung Barranco. Beide Namen hat man auf die entsprechenden Erscheinungen bei anderen, durch Erosion in ihrer ursprünglichen Gestalt modifizierten Vulkanen übertragen. Ihrer Entstehung nach sind somit die Caldera von Palma und das Atrio des Vesuvs und des Pic von Teneriffa wesentlich dasselbe.

§ 7. **Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln.** Bei dem überwiegend großen Areale, welches das Wasser auf Erden einnimmt, ist zu erwarten, dass, so wie auf dem trockenen Lande, auch auf dem Meeresgrunde vulkanische Eruptionen stattfinden, infolge deren Vulkankegel entstehen. Die große Mehrzahl derselben mag die Oberfläche des Meeres gar nicht erreichen, während andere dieselbe hoch überragen (Volcano, eine der Liparischen Inseln, 419 m, der Kosima, zwischen Nipon und Jeso, 232 m), und endlich noch andere sich nur mit ihrem Kraterrande über den Meeresspiegel erheben. In letzterem Falle werden vollkommen geschlossene, meist aber an einer Stelle unterbrochene, ringförmige Vulkaninseln gebildet. Zum größten Teil sind diese ringförmigen Kraterinseln nichts als die Ruinen zusammengestürzter, einst bedeutend höherer Vulkaninseln. Findet nämlich der allmähliche Einsturz eines Kraters, wie solches im § 6 beschrieben, innerhalb eines Inselvulkanes statt, so durchbricht das Meer den Kraterring und bildet eine tiefe kreisförmige Bucht innerhalb der Kraterwände. Wiederholt sich auf dem Boden des unterseeischen Kraters die vulkanische Thätigkeit, so entstehen in der Mitte des Kraterringes vulkanische Inselchen, welche den Gipfeln der jüngeren Eruptionskegel (siehe Fig. 26) entsprechen, wie dies z. B. bei Santorin der Fall ist (siehe Fig. 27). Solche Kraterinseln sind infolge der leichten Zerstörbarkeit ihres losen Materiales zum Teil so vergänglicher Natur, dass sie häufig der zerstörenden Gewalt der Wogen nicht zu widerstehen vermögen und dann nach kurzem Dasein wieder verschwinden. Nur wenn ihnen durch solide Lavamassen Halt gegeben wird, gewinnen dieselben an Bestand. Santorin im griechischen Archipel, Deception-Island (Süd-Wales), St. Paul, Amsterdam-Island sind ausgezeichnete Beispiele solcher Kraterinseln, während die im Jahre 1831 im mittelländischen

Meere zwischen Sizilien und Pantellaria entstandene vulkanische Insel Ferdinandea, die unter fortwährender Eruption bis zu 72 m Höhe gewachsen war, nach halbjährigem Bestehen wieder verschwand.

Mit submarinen Ausbrüchen pflegt das Emporwallen des Meeres durch die aufsteigenden vulkanischen Dämpfe, die Entstehung von Dampfsäulen,



Fig. 27. Die Vulkaninsel Santorin im griechischen Archipel im Jahre 1866. Nach v. *Seebach*.

Thera, Therasia, Aspro-Nisi repräsentieren den zerrissenen Rand eines alten Einsturzkraters und bestehen bis auf den großen Eliasberg aus Tuffen und Laven, — dieser und der sich südlich anschließende Teil der Insel aus krystallinischen Schiefern und Kalksteinen. Im Zentrum dieses Ringwalles erheben sich die Kaymeni-Inseln als Gipfel jüngerer Eruptionskegel, welche aus Lavaströmen und Auswürflingen aufgebaut sind.

sowie die Erhitzung des Wassers und mit dieser die Tötung seiner Bewohner und die Austreibung von Kohlenwasserstoffen, ferner die Bildung von schwimmenden Bänken von Bimsstein in Verbindung zu stehen.

Auf einer Anzahl Vulkaninseln sind Reste sehr alter Gesteinsbildungen nachgewiesen worden, so z. B. auf **Palma** Hypersthenit und Diabas (**Reiß**), auf den Inseln des **Viti-Archipels** Strahlsteinschiefer, Glimmerquarzit, krystallinischer Kalk, Granite, Quarzporphyr, Diabas, Olivingabbro (**Wichmann**), auf den Vulkaninseln von **Cap Verde** Gneiß, Phyllit, Kalkstein,

Foyait, Syenit, Diorit (Dölter), auf Island Diabas (Schirlitz), auf Santorin Phyllit und Kalkstein.

§ 8. **Maare.** Während die eigentlichen Vulkane aus einem Schutt- oder Lavakegel bestehen, in welchen der Krater eingesenkt ist, treten in vielen vulkanischen Gegenden kesselartige Kratereinsenkungen im Gesteinsuntergrunde auf, welche nur von einem ganz niedrigen Walle von Aschen und blasigen Lapilli nebst ausgeschleuderten, scharfkantigen Bruchstücken ihres Nebengesteins umgürtet werden, nie aber Laven zum Ausflusspunkte gedient haben. Sie besitzen meist ovale oder vollkommen kreisrunde Umrisse, einen ebenen Boden und steile Ränder, sind häufig, aber nicht immer mit Wasser angefüllt und bilden dann regelmäßige, nur selten mit einem Zu- oder Abfluss versehene Seebecken. Man bezeichnet sie als Maare, und betrachtet sie als durch explosive Entwickelung vulkanischer Dämpfe aus bis in die Nähe der Erdoberfläche emporgedrungenen Laven hervorgebrachte »Minentrichter« (Explosionskratere). Sie scheinen das erste Stadium in dem Bildungsprozesse der Vulkane zu repräsentieren, indem Zwischenformen zwischen den hohen Vulkankegeln und den der Umwallung entbehrenden Kesselkrateren den genetischen Zusammenhang beider bekunden. Auch Deutschland besitzt in den vulkanischen Gebieten der Eifel und der Umgegend von Laach, sowie der Rauhen Alb eine Anzahl solcher Maare. Die bekanntesten sind das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Weinfelder und das Gemündener Maar bei Daun, welche in devonische Grauwacke und Thonschiefer eingesenkt sind, — ferner das Randecker Maar im oberen Jura der schwäbischen Alp. Auch der Laacher See wird von manchen für ein Maar gehalten. Ihrer Schönheit wegen berühmt sind zwei mit Wasser gefüllte Kesselkratere im Albaner Gebirge, der See von Albano und der von Nemi; außerordentlich reich ist ferner Java an ähnlichen, den Maaren analogen Bildungen.

§ 9. **Räumliche Verknüpfung der Vulkane. Vulkanreihen.** Die Vulkane treten entweder isoliert als Einzelvulkane oder in einer größeren Anzahl vergesellschaftet auf. Die Gruppierung der letzteren unterliegt einer gewissen Gesetzmäßigkeit, welche sich in der reihenförmigen Anordnung der einzelnen Individuen kund giebt.

Vulkanreihen sind der Inbegriff einer größeren Anzahl von Vulkanen, die in einer Linie und zwar augenscheinlich auf einer Spalte oder Bruchzone an einander gereiht sind, welche den vulkanischen Produkten den Weg aus der Tiefe öffnete. Die Reihenvulkane erheben sich entweder als vulkanische Inseln über den Meeresspiegel (Kurilen, Aleuten, Antillen), oder sie stehen auf dem Rücken eines Gebirges oder Plateaus und bilden dessen Gipfel (so die Vulkanreihen von Quito, Bolivia und Mexiko). Die Zahl der zu einer Reihe zusammentretenden Vulkane schwankt beträchtlich. Die Vulkanreihe von Chile besteht aus 33, die von Kamtschatka aus 38, die der

Aleuten aus 48 Vulkanen. Ebenso wenig herrscht eine Regelmäßigkeit in der Größe des Abstandes zwischen den einzelnen Individuen der Vulkanreihe. In manchen Fällen stehen die Kegel so dicht neben einander, dass sie sich mit ihrer Basis berühren, in anderen beträgt ihr mittlerer Abstand mehrere Meilen. Auch die Länge der Vulkanreihen schwankt zwischen weiten Grenzen. Die chilenische dehnt sich 240, die peruanische 105, die der Aleuten 170 Meilen aus; fasst man die Vulkane an der Westküste Mittel- und Südamerikas als eine einzige Reihe auf, so erreicht dieselbe eine Ausdehnuug von fast 1000 Meilen. Die Linie, auf welcher die Vulkane zu einer Reihe angeordnet sind, hat entweder auf ihrer ganzen, oft sehr bedeutenden Ausdehnung einen geraden Verlauf, oder sie ist etwas gebogen. Die schon mehrmals erwähnte Vulkanreihe von Chile ist trotz ihrer großen Länge fast vollkommen geradlinig, ebenso die von Mexiko. Als ausgezeichnete Beispiele bogenförmig gekrümmter Reihen können die Aleuten, Kurilen und die kleinen Antillen gelten. Eine auffällige Eigentümlichkeit dieser vulkanischen Inselschnuren ist es, dass sie stets die konvexe Seite ihres Bogens dem offenen Meere, die Öffnung des Bogens dem Festlande zuwenden. Zuweilen laufen mehrere solcher Vulkanreihen parallel neben einander her (so zwei in der Auvergne, im Hochlande von Quito, im westlichen Teile von Java, drei hingegen in Kamtschatka).

Das Gesetz der reihenförmigen Anordnung der Vulkane tritt nicht nur im Großen, wie an obigen Beispielen erläutert, hervor, sondern macht sich auch im Kleinen an der Gruppierung der parasitisch dem Hauptvulkankegel aufsitzenden Nebenkegel geltend, welche ebenfalls häufig in geradliniger Richtung an einander gereiht sind (Fig. 28). Ebenso wie diese auf Rissen des Hauptvulkanes zur Ausbildung gelangt sind, so ist auch die gesetzmäßige Anordnung der großen Reihenvulkane durch Spalten und Brüche in der Erdkruste bedingt, deren offene Stellen die eigentlichen Eruptionskanäle der Vulkane bilden. Mit dieser Deutung und dem Umstande, dass die Vulkanreihen zum größten Teile auf die Steilküsten der Kontinente beschränkt sind und mit diesen im allgemeinen parallel laufen, stimmen auch unsere Ansichten über die Entstehungsweise der Kontinente überein, welche als gehobene oder stehen gebliebene Schollen der geborstenen Erdkruste aufzufassen sind, und deren Lostrennung von den Senkungs- und Bruchfeldern, also dem jetzt submarinen Areale, eine Spaltenbildung vorausgegangen sein



Fig. 28. Reihenförmige Anordnung der Kratere des Laki auf Island. Nach *Helland*. Auf einer Spalte sind 34 größere und etwa 60 kleine Kegel und Kratere aufgesetzt. Länge dieser Reihe = 24 km.

muss, welche vulkanischem Materiale den Weg bahnte. So ist denn das größte der Senkungsfelder der Erdkruste, dasjenige des pacifischen Ozeans, von einem fast ununterbrochenen Kranze von Vulkanen umrahmt, welche sich von Neuseeland über die Philippinen, Japan, Kurilen, Kamtschatka, Aleuten, die Westküste von Nord- und Südamerika entlang bis zu den Süd-Shetlands erstrecken. Ferner ist bereits an einer früheren Stelle (S. 12) hervorgehoben worden, dass die beiden großen Kontinentalmassen der Erde in fast rechtem Winkel auf ihre Längsrichtung durch tiefe Buchten und Wasserstraßen in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt werden. Dass diese Trennung keine oberflächliche ist, sondern ebenfalls auf Zerspaltungen und Brüchen der Erdkruste beruht, darauf deutet der Reichtum jener Distrikte an Vulkanen hin: die Bucht zwischen Nord- und Südamerika mit den kleinen Antillen, die mexikanische von O nach W laufende Vulkanreihe in der Fortsetzung dieser Trennungskluft, — das Mittelländische Meer mit den Vulkangebieten der liparischen Inseln, Siziliens, der apenninischen Halbinsel, der griechischen Inseln und Kleinasiens, — das Rote Meer mit seinen Vulkaninseln und Küstenvulkanen, — die Grenzkluft zwischen dem asiatischen und australischen Kontinente mit Java, Celebes u. s. w.

§ 10. **Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer.** Eine bedeutsame Erscheinung ist die Abhängigkeit der thätigen Stratovulkane von der Nähe großer Wasserflächen, während die massigen Vulkane an solche durchaus nicht gebunden sind. Diese Thatsache ist eine wesentliche Stütze für die Ansicht, dass die Entstehung des lockeren Materiales und der Bauart der Stratovulkane durch den unterirdischen Zutritt von Wasser zu den emporsteigenden Laven bedingt sei. Die bei weitem meisten der existierenden Stratovulkane liegen deshalb auf Inseln, die anderen fast alle längs der Meeresküste und einige wenige in der Nähe großer Binnengewässer. Nur scheinbare Ausnahmen machen die im Inneren einzelner Kontinente gelegenen erloschenen, meist nur sehr kleinen Vulkankegel, — nur scheinbar, weil ihre Thätigkeit in Zeiten fällt, wo sich das Meer bis in ihre Nachbarschaft erstreckte oder Seen sich in ihrer Nähe ausdehnten, deren Grenzen durch spätere geologische Vorgänge verrückt wurden. Trotz solcher scheinbarer Ausnahmefälle ist die Regel, dass die thätigen Vulkane an die Nähe größerer Wasseransammlungen gebunden sind, eine wohlbegründete, denn von den etwa 150 Vulkanen, welche seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts Eruptionen gehabt haben, liegen 100 auf Inseln und von den übrigen die große Mehrzahl nahe der Meeresküste. Im Gegensatze hierzu beschränken sich die aus unzerspratzten Ergüssen hervorgegangenen massigen Vulkane nicht auf Küsten und Inseln, sondern sind von der Nähe des Meeres völlig unabhängig.

§ 11. **Erloschene (ruhende) und thätige Vulkane.** Nicht fortwährend und beständig entweichen aus dem Kanale, um dessen Mündung

sich die Vulkane aufgebaut haben, aus der Tiefe heraufsteigende glutflüssige, zerstäubte oder gasförmige Materialien, vielmehr sind die derartigen Eruptionserscheinungen durch größere oder geringere Pausen unterbrochen, während deren der Kraterkanal vollständig verstopft ist, ja bei vielen, selbst den meisten der Vulkane hat, so lange menschliche Nachrichten zurückreichen, ein Ausbruch nicht stattgefunden. Man bezeichnete dieselben als erloschen im Gegensatz zu denen, von deren Eruptionsthätigkeit wir Kunde besitzen, den thätigen. Diese Unterscheidung ist schon deshalb eine sehr unsichere, weil die Zeitmaße, welche man hierbei in Anwendung bringen kann, in verschiedenen Gegenden sehr verschieden groß sind und in manchen Fällen nur wenige Jahrzehnte oder Jahrhunderte zurückreichen. Man hat denn auch viele Vulkankegel als erloschen betrachtet, bis um so furchtbarere Eruptionen den Namen zu Schanden machten. So erfolgte der Ausbruch des Vesuvs (79 n. Chr.), durch welchen Herculanum und Pompeji vernichtet wurden, nach der Ruhe vieler Jahrhunderte, während deren jener Vulkan als längst erloschen galt, und siebzehn Jahrhunderte (von 300 v. Chr. bis 1302 n. Chr.) vergingen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Eruptionen am Fuße des Epomeo, einer gewaltigen Vulkanruine auf der Insel Ischia.

Aber selbst in als erloschen betrachteten Vulkandistrikten erlischt die vulkanische Thätigkeit nicht gänzlich. Heiße oder kohlensäurereiche Wasserquellen und Gasausströmungen sind die letzten, unscheinbaren Nachwirkungen der großartigen Ereignisse früherer Zeiten. So tritt in der Umgebung des Laacher Sees die Kohlensäure an unzähligen Punkten, bald als freies Gas (Mofetten), bald an Wasser gebunden als Säuerling zu Tage; besonders reichlich sind solche Exhalationen in dem tief eingeschnittenen Brohlthale vorhanden. Eine einzige Sauerquelle bei Burgbrohl führt der Atmosphäre in jedem Jahre gegen 120 000 kbm Kohlensäure zu. Ein dortiges Bohrloch liefert täglich 2160, im Jahre über 788 000 kbm Kohlensäure (Heusler). Ganz ähnliches ist in dem Vulkandistrikte der Eifel und des nördlichen Böhmens der Fall, — auch das Gebiet erloschener Vulkane in der Auvergne ist reich an Kohlensäure-Exhalationen, welche somit gewissermaßen der letzte Akt vulkanischer Thätigkeit sind.

§ 12. **Solfataren, Mofetten, Fumarolen.** Ausströmungsstellen von Schwefelwasserstoff, Schwefeldämpfen und schwefeliger Säure nennt man **Solfataren,** solche von Kohlensäure **Mofetten,** und solche von vorwaltendem, z. T. mit Gasen gemischtem Wasserdampf **Fumarolen.**

Als erläuternde Beispiele solcher vulkanischer Exhalationserscheinungen mögen hier folgende erwähnt werden: Die Solfatara bei Neapel, ein alter vulkanischer Krater, dessen letzte Lavaeruption in das Jahr 1198 fällt. Aus zahlreichen Spalten und Rissen, und namentlich aus einer kluftartigen Höhlung auf seinem Grunde (der Bocca) dringt heißer Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure mit Wasserdampf gemischt hervor. Sie haben die

trachytischen Kraterwände zu einem mulmigen und bröckeligen Grus zersetzt und stellenweise vollkommen gebleicht. An vielen Stellen, besonders rings um die Mündung des hauptsächlichen Exhalationsschlundes haben sich gelbe bis orangerote Inkrustate von Schwefel, sowie solche von Gyps und Alaun gebildet. Die Insel Volcano, ferner Island, Java und Neuseeland haben ausgezeichnete Beispiele von Solfataren aufzuweisen. Auch die »Schwefelhöhlen« am Büdös in Ost-Siebenbürgen sind noch thätige Solfataren und zugleich Mofetten. Die Ablagerungen von Schwefel im Jungtertiär Siciliens (Girgenti), sowie diejenigen von Schwefel und Zinnober der Sulphur Bank in California verdanken Solfataren ihren Ursprung.*)

Die Hundsgrotte in den phlegräischen Feldern bei Neapel ist eine sich langsam nach der Tiefe senkende kluftartige Höhle im alten Krater von Agnano, in deren Tiefe sich eine dichte Schicht von Kohlensäure ansammelt. Die dortigen Führer pflegen die Existenz dieses Gases und seinen Einfluss auf brennende Gegenstände und auf das tierische Leben durch Experimente mit Fackeln und Hunden zu demonstrieren. Überhaupt aber gehören, wie schon oben berührt, Mofetten zu den verbreitetsten und gewöhnlichsten Erscheinungen in älteren vulkanischen Gebieten (Eifel, Laacher See, Wetterau, Auvergne, nördliches Böhmen) und stehen hier in innigster Verknüpfung mit Sauerquellen (Säuerlingen) und Mineralquellen (Franzensbad, Marienbad, Karlsbad, Brüx, Bilin, Teplitz).

Von reinen Wasserdampf-Fumarolen mögen an dieser Stelle z. B. diejenigen von Ischia Erwähnung finden. Dort dringen an zahlreichen Punkten, z. B. am Monte Tabor, aus den Spalten im Trachyte der alten Lavaströme heiße Wasserdämpfe hervor und werden zum Teil für Heilzwecke benutzt. Die Karapiti auf Nord-Neuseeland ist eine Dampfquelle, welche aus einem kraterähnlichen Loche unter lautem Brausen einen heißen Strahl von Wasserdampf mit großer Gewalt entsendet. Übrigens gehören die Wasserdampfwolken, die aus den Krateren vieler ruhenden Vulkane emporsteigen, ferner die Dampfstrahlen, die aus zahlreichen Krateren und Vulkanwandungen hervorbrechen, unter diese Rubrik. Zu derartigen Fumarolen stehen die heißen Quellen, an denen fast alle vulkanischen Distrikte reich sind, in nächster Beziehung. Viele Fumarolen enthalten Schwefelwasserstoff, diejenigen von Sasso, Laderello in Toscana und von Volcano Borsäure beigemengt, welche sich als Sassolin an den benachbarten Gesteinswänden absetzt.

§ 13. **Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe.** Den Krateren der Vulkane, sowie den Spalten, welche in vulkanischen Gegenden den Erdboden durchziehen, entströmen, wie eben gezeigt, Kohlensäure, heiße

*) A. v. Lasaulx. N. Jahrb. 1879. S. 490; G. v. Rath ebend. 1873. S. 584; 1880. II. S. 331 u. 1883 II S. 195; K. Keilhack. Z. d. D. g. Ges. 1886. S. 113.

Wasserdämpfe, Chlorwasserstoff, Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure. Namentlich ist es die Schwefelsäure, das Oxydationsprodukt der beiden letztgenannten Gase, welche bei ihrer Einwirkung auf das Nebengestein rascher als Kohlensäure die Kieselsäure aus ihren Verbindungen austreibt und, mit den Basen sich vereinigend, zahlreichen neuen Substanzen Ursprung giebt. Im allgemeinen werden die Gesteine dadurch gebleicht, ihre dunkele, oft schwarze Farbe geht in eine zum Teil blendend weiße oder gelbliche über, ihre Festigkeit nimmt ab, sie werden porös, morsch und zerreiblich und verwandeln sich endlich in tuff- oder thonartige Massen, von welchen bisweilen die Krystalle der weniger leicht angreifbaren Materialien in unzersetztem Zustande umschlossen werden. Besonders energisch und tiefeingreifend wirken derartige Zersetzungen dort, wo die Ausströmungen von gasartigen Substanzen durch zugleich mit hervorbrechende Wasserdämpfe oder heiße Quellen unterstützt werden. In großartigem Maßstabe geht diese Umwandlung an den Palagonittuffen verschiedener Lokalitäten Islands vor sich, wo sie durch zahlreiche, mit Gewalt aus den Gesteinsspalten des Palagonittuffbodens hervorbrausende Strahlen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdämpfen in abwechselnde Lagen von bunten und weißen Thonen verwandelt werden. Ähnliches spielt sich auf Java, auf der Insel Volcano, in der Solfatara bei Neapel, am Pic von Teneriffa ab.

Als Neubildungen aus den sauren Wasserdämpfen und den aus dem Gestein extrahierten Stoffen setzen sich Hyalith, Alaun, Eisenvitriol und zumal Gyps ab. So vermochte eine anhaltende Einwirkung der Fumarolen auf trachytische Gesteine aus denselben einen vollständigen Alaunstein herzustellen, wie es im Beregher Komitat in Ungarn, ferner in Tolfa geschehen. Ebenso gehen nicht selten mit der Umwandlung der vulkanischen Tuffe in thonähnliche Massen ansehnliche Gypsbildungen Hand in Hand. Die ganze zersetzte Tuffmasse wird dann von weißen, faserigen Gypstrümern durchzogen, oder umfasst Schichten, Stöcke oder blätterige Krystallgruppen dieses Minerales (Island, Lipari). Kommt Kalkstein in der Nähe von Solfataren oder von Schwefelwasserstoff haltigen Quellen vor, so wird die Kohlensäure desselben durch Schwefelsäure ersetzt und das Gestein zum Teil unter gleichzeitiger Ablagerung von Schwefel in Gyps umgewandelt. So ist an der Solfatara bei Neapel, am See Agnano und an der Grotte des S. Calogero auf Lipari aus Kalkstein der reinste Alabaster entstanden.

§ 14. **Die normale Thätigkeit der Vulkane.** Auch ein thätiger Vulkan befindet sich nicht fortwährend im Zustande der Aufregung, vielmehr stellt sich ein solcher nur von Zeit zu Zeit, nach längeren oder kürzeren Perioden der Ruhe als eine gewaltsame Unterbrechung der stetigen normalen Thätigkeit ein. Die letztere besteht in dem Auf- und Absteigen, in der wallenden Bewegung der glutflüssigen Lava innerhalb des Kraterschlundes, in dem ruhigen, zum Teil kontinuierlichen Ausfließen der Lava mancher

Vulkane, in dem Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus Spalten des Vulkanes oder aus dem mit flüssiger Lava gefüllten Kanale, und in letzterem Falle aus Schlackenauswürfen. Die gewöhnlichsten Merkmale stetiger vulkanischer Thätigkeit innerhalb der Vulkane sind die Exhalationen gasförmiger Produkte. Das bei weitem vorwaltendste der letzteren ist Wasserdampf, der oft zischend und brausend aus allen Klüften und Spalten des Vulkanes hervorbricht und dann die aus dem letzteren aufsteigende Dampfsäule bildet, welche das weithin sichtbare Kennzeichen eines thätigen Vulkanes ist. Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Schwefelsäure, Schwefeldampf, Chlorwasserstoff, Kohlensäure, Wasserstoffgas und Borsäure sind die gewöhnlicheren Begleiter oder Stellvertreter des Wasserdampfes. Durch Entzündung des Wasserstoffes und Schwefelwasserstoffes entstehen Flammen (so nach Schmidt und Fouqué auf Santorin 1866 und 67, nach Baltzer auf Volcano 1873 u. a.). Aus der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes und aus der Sublimation des Schwefels gehen die grellfarbigen Inkrustate von Schwefel hervor, welche die Wände der Kratere und Spalten vieler Stratovulkane bedecken. In ähnlicher Weise kommen Sublimations- und Zersetzungsprodukte von Chlorverbindungen (Kochsalz, Chlorcalcium, Chlormagnesium, Salmiak, Eisenchlorid, Eisenchlorür, Chlorkupfer, Chlorblei u. a.) als rindenartige Inkrustationen vor. Aus ihnen gehen durch Einwirkung von Schwefelsäure wieder eine Anzahl schwefelsaurer Salze hervor, die dann wie jene die Kraterwände thätiger Vulkane auskleiden; hierher gehören vor allem Glaubersalz, Bittersalz, Gyps und Eisenvitriol. Auch Salmiak-Sublimationen sind nicht selten. Der Eisenglanz, welcher in glänzenden Schuppen und Krystallen die Lava erloschener und thätiger Vulkane bedeckt, ferner Magnetit, Tenorit, Kupferoxydul und Spinell sind die Zersetzungsprodukte der Chloride mit Wasserdampf, wobei sich Salzsäure bildet. In ähnlicher Weise entstehen durch Sublimation: Quarz, Tridymit, Augit, Leucit, Hornblende, Glimmer, Sodalith, Granat, Sanidin, Sphen, Anorthit, Zirkon und andere Silikate.*)

Steigen die oben genannten Gase und Dämpfe innerhalb der glutflüssigen Lavamassen, welche bei einigen Vulkanen den Kanal und einen Teil des Kraters ausfüllen, empor, so werden sich die Erscheinungen des kochenden Wassers einstellen, über dessen Oberfläche Dampfblasen Wasserteilchen mehrere Fuß hoch emporreißen. Nur ist die Gewalt, mit welcher die durch die Lava sich drängenden Gas- und Dampfblasen explodieren, weit größer, so dass z. B. die dünnflüssige Lava, welche im Kilauea-Krater zuweilen einen See von 4 englischen Quadratmeilen Größe bildet, in 10 bis 12 m hohen Strahlen emporspritzt. Dabei wird die Lava durch die empor-

*) Siehe: J. Roth. Chem. Geologie. Berlin 1879. S. 412 u. f. — Mierisch. Tscherm. min. Mitth. 1886. S. 1.

steigenden und entweichenden Gase in feine Fäden ausgezogen, welche der Wind fortträgt, und welche die Eingeborenen »Haar der Göttin Pélé« nennen.*) Bei zähflüssiger Lava, wo dem Entweichen der Dämpfe und Gase ein noch größerer Widerstand entgegengesetzt wird, wo sie sich demnach ansammeln müssen, um letzteren zu überwinden, ist die Gewalt der zur Oberfläche gelangenden explodierenden Gase so bedeutend, dass die noch weichen Schlackenfragmente bis zu Tausenden von Fuß hoch in die Luft geworfen werden können, auf ihrem Wege infolge rascher Rotation kugelige oder ellipsoidische Gestalt annehmen und als vulkanische Bomben rings um den Krater zurückfallen.

Mit der Entwickelung und dem Emporsteigen von Gasen und Dämpfen innerhalb des Kraterkanales und der damit Hand in Hand gehenden Ausdehnung der Blasen, je mehr sie sich der Oberfläche nähern, steht das plötzliche Aufwallen und das darauf folgende Zurücksinken der Lava im Kraterschlunde mancher Vulkane im Zusammenhang, eine Erscheinung, für welche in einem Probierröhrchen siedendes Wasser ein erläuterndes Analogon bietet. Wiederum ein Resultat des Emporwallens der Lava ist ihr Überkochen, infolgedessen sie sich an den niedrigen Stellen des Kraterrandes über denselben ergießt, wodurch schichtenartige Systeme von Lavalagen gebildet werden.

§ 15. **Zustand der Eruption der Vulkane.** Steigert sich die beschriebene normale Thätigkeit der Vulkane zu einem ungewöhnlichen Grade, ist namentlich die Gas- und Dampfentwickelung im Kraterkanale eine besonders energische, so tritt der Vulkan in den Zustand der Eruption. Dann werden aus den von den emporsteigenden Dampfblasen in die Höhe geworfenen Auswürflingen den Himmel verdunkelnde Aschen- und Sandregen, die sonst ruhig über den Kraterrand rieselnde Lava bricht sich jetzt in verheerenden Strömen Bahn. Besonders furchtbar sind die Eruptionserscheinungen bei Vulkanen, deren Kanal infolge langer Ruhepausen von erkaltender Lava verstopft ist (z. B. Ausbrüche des Vesuvs i. J. 79 und 1631), oder dann wenn die Eruptionen sich als großartige Explosionen äußern, durch welche größere Teile alter vulkanischer Bauwerke in die Luft geblasen werden (Krakatau 1883, Tarawera auf Neuseeland 1886).

Anfänglich schwache, immer heftiger werdende Erbebungen des Bodens, dumpfes unterirdisches Rollen und Donnern, das Austrocknen der benachbarten Brunnen, das Versiegen der Quellen, das Schmelzen des Schnees, welcher manche Vulkangipfel bedeckt, sie sind die Vorläufer einer Eruption, deren Schrecken sie den Bewohnern der Umgegend ankündigen. Das Zittern der Erde steigert sich zum heftigen Schwanken, das Rollen wird zum furchtbaren Gebrüll und Getöse, krachend zerbirst der Kraterboden,

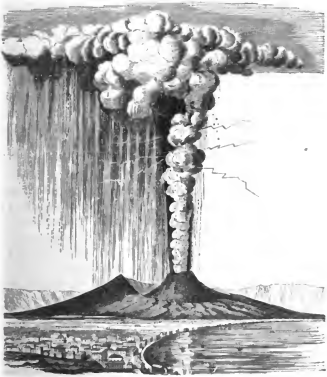
---

*) Dutton. Hawaian Vulkanoes. IV. Ann. Rep. U. St. geol. Survey 1884.

Bruchstücke des letzteren und der Wandungen des Eruptionskanales, sowie glühende Lavabrocken (Bomben, Lapilli) werden umher geschleudert, blitzschnell erhebt sich eine schwarze Rauchwolke gen Himmel, die sich an ihrem oberen Ende ausbreitet (Pinie) und im Dunkel der Nacht die Glut der Lavamassen im Grunde des Kraters wiederspiegelt, so dass sie wie eine Feuersäule erscheint. Diese Pinie besteht aus Gasen, Wasserdampf und feinen Teilchen vulkanischen Staubes und verdankt ihren Ursprung den mit enormer Gewalt sich empordrängenden Gasen und Dämpfen. Aus der Entfernung gesehen scheinen manche dieser Pinien aus zahllosen kugelig geballten Wolken von reinster weißer Farbe zu bestehen, welche durch fortgesetzte Explosionen im Kraterschlunde unter dem Drucke frischen Nachschubes emporgedrängt werden. Diese weiße Dampfsäule wird von einem dunkelen Strahl aus Asche, Schlackenstücken und Bomben begleitet, aus welchem die größeren und schwereren Stücke sichtlich auf die Abhänge des Eruptionskegels zurückfallen, nachdem sie eine parabolische Kurve beschrieben haben. Auch dieser Strahl von festem Eruptionsmaterial erreicht eine Höhe von oft mehreren tausend Metern, während die Dampfsäule noch höher emporsteigt. Nicht selten fahren lebhafte Blitze aus den Rändern dieser Dampf- und Aschensäule. (Siehe Fig. 29.)

Bei den außerordentlich rasch auf einander folgenden stürmischen Gas- und Dampfexplosionen, welche sich stoßweiße durch die glutflüssigen Lavamassen Bahn brechen, werden letztere in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehre abgeschossene Wasser, in außerordentlich zahlreiche Tröpfchen zerstiebt und erstarren zu einem meist glasigen oder bimssteinartigen Steinstaub, den vulkanischen Aschen und Sanden (s. S. 111). Daher rührt der Reichtum der letzteren an selbständiger oder von den Krystallen eingeschlossener Glassubstanz, die abwechslungsvolle gegenseitige Umhüllung der einzelnen Krystalle, die Unzahl der Gasporen innerhalb derselben; zugleich aber deuten diese Erscheinungen darauf hin, dass diese Krystalle schon als feste Körper aus dem Krater ausgeworfen sein müssen, so dass die Lavamasse, welche der Zerstäubung anheimfiel, einen Schmelzfluss darstellte, in welchem die Krystallausscheidung bereits begonnen hatte, z. T. sogar bereits weit fortgeschritten war. Bei ununterbrochener Aufeinanderfolge der Explosionen werden die dadurch produzierten Aschen und Sande mehrere tausend Meter hoch in die Luft geblasen, wo sie sich gewöhnlich zu einer ausgedehnten Wolkenschicht ausbreiten und von den Winden viele Meilen weit weggeführt werden, um zum Teil in entfernten Ländern als verheerende Aschenregen niederzufallen. Vom Vesuv im Jahre 512 ausgeworfene Asche fiel in Konstantinopel und Tripolis; die Asche des Ätna wird oft bis nach Afrika getragen: bei dem Ausbruche des Askia auf Island am Ende März 1875 wurden vulkanische Aschen bis zur Küste Norwegens, ja bis in die Nähe von Stockholm, also 257 geogr. Meilen weit getragen. Bei der Eruption des

Krakatau i. J. 1883 erreichten die Auswürflinge eine Höhe von 50 000 m und verbreiteten sich über einen Flächenraum von über 800 000 qkm.*) Besonders aber häufen sich die Aschen und Sande in der Umgebung und auf den Abhängen des sie produzierenden Vulkanes zu erstaunlichen Massen an (Verschüttung von Herculanum und Pompeji). Beruht doch das Entstehen und das Wachstum der Vulkankegel auf der Anhäufung des vulkanischen Schuttes rings um den Eruptionskanal. Fallen die ausgeworfenen Lapilli,



Monte Somma. Vesuv.

Fig. 29. Ausbruch des Vesuvs im Oktober 1822.

Sande und Aschen in das benachbarte Meer, so werden sie zu horizontalen Schichten ausgebreitet, welche weit ausgedehnte und mächtige Komplexe bilden können und nicht selten die Überreste von Meeresbewohnern

*) R. D. M. Verbeek. Krakatau. Batavia 1884 u. 85. — Ausführl. Ref. im N. Jahrb. 1885. I. S. 32 u. 1886. I. S. 276.

umfassen. Bimssteinmassen werden auf der See in weit entfernte Gegenden getrieben. Die Wasserdämpfe, welche in so enormer Menge von den Vulkanen ausgestoßen werden, verdichten sich, sobald sie in höhere, kältere Niveaus der Atmosphäre gelangen, zu Wolken, die sehr häufig stark elektrisch sind und sich unter Blitz und Donner als gewaltige Platzregen auf den Vulkan und dessen Abhänge ergießen, wo sie die dort angehäuften Aschen und Lavablöcke in Form von **Schlammfluten** mit sich fortführen. Diese Regen enthalten zuweilen (am Ätna, August 1852) Schwefelsäure und schwärzen und verbrennen dann die Vegetation der benachbarten Landstriche. Zu den Wassern der herabstürzenden Regen gesellen sich nicht selten Wasserströme, welche von der Entleerung von Kraterseen und unterirdischen Wasserbehältern, sowie von der Schmelzung von Schneemassen auf dem Gipfel der Vulkane herrühren.

Die nächste Folge der Thätigkeit der Vulkane ist die Vergrößerung ihrer Kegel, dadurch dass sich ihre Auswurfsprodukte rings um den Krater anhäufen und so zur ersten Entstehung und zum späteren Wachstume des Vulkanberges beitragen. So erfolgte die Bildung der über 800 Fuß hohen Monti rossi, eines parasitischen Doppelkegels des Ätna, im Jahre 1669 durch einen drei Monate andauernden Schlackenauswurf. Enorm muss die Menge der bei dieser Eruption emporgeschleuderten Aschen und Sande gewesen sein, denn sie haben bis auf eine Entfernung von nahezu einer halben Meile um die Monti rossi fast alle Unebenheiten des Bodens ausgeglichen. Bei dem Ausbruche des Ätna am 29. August des Jahres 1874 öffnete sich an seinem Nordabhang eine Spalte von etwa 5 Kilometer Länge und einer Maximalbreite von 50 bis 60 m. Auf ihr bildeten sich im Verlaufe weniger Stunden außer einem Hauptkrater 35 kleinere Aufschüttungskegel, deren einer 25 m Höhe erreicht und von denen mancher einem Lavastrom zum Austritte diente. Man schätzt das während dieser sehr kurzen Eruption an die Erdoberfläche gelangte vulkanische Material auf etwa 1 351 000 kbm, — dasjenige der Krakatau-Eruption von 1883 auf 18 000 Millionen kbm. Überhaupt ist es eine der Mehrzahl der Vulkane gemeinsame Erscheinung, dass die Masse der von ihnen ausgeworfenen Aschen und Sande außerordentlich vor den stromartig ausgeflossenen Laven vorwaltet. Bei der Eruption eines zweiten Typus der Stratovulkane (Kilauea und Loa auf Hawaii) hingegen machen sich fast keine explosiven Erscheinungen bemerklich; Aschen- und Sandauswürfe fehlen deshalb beinahe gänzlich, vielmehr steigt die Lava ruhig aus dem Eruptionsschlote bis in den Krater und bildet hier einen flüssigen Lavasee, welcher sich dann durch seitliche großartige Ergüsse entleert *).

§ 16. **Lavaströme.** Das vulkanische Getöse, die Erdbeben, die Aschen-

*) J. D. Dana. Amer. Journ. of Science XXXIII. S. 433; XXXIV. S. 81 u. 349; XXXV. S. 15, 213 u. 282; XXXVI. S. 14, 81, 167.

regen und Bombenauswürfe erreichen ihren Höhepunkt kurz vor dem Augenblicke, in welchem entweder aus dem Krater selbst, oder aus Spalten, welche sich am Abhange des Vulkanes bilden, die **Lava** hervorbricht, um als **Lavastrom** den Berg hinab in die Umgebung zu fließen und dort nicht selten weit ausgedehnte Lavafelder zu bilden. Aus größeren Vulkanen erfolgen die Lavaeruptionen höchst selten oder nie aus dem eigentlichen Gipfelkrater, sondern meist aus Nebenkrateren auf seitlichen Spalten, obwohl ersterer nicht ruhig bleibt, vielmehr Dampf- und Gasmassen, sowie Aschen, Sanden und Bomben zum Auswege dient. Den Gesetzen der Schwere folgend, fließt

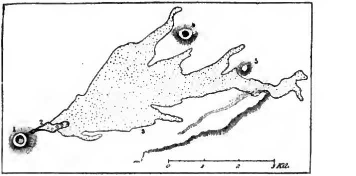


Fig. 30. Lavastrom des Jahres 1865 am Ätna.
1 = Monte Frumento; 2 = Spalte mit Krateröffnungen; 3 = Wald von Corrita; 4 = Monte Crisimo; 5 = Monte Stornello; südlich von letzterem eine 50 m hohe Cascade des Lavastromes.

die Lava die Bergabhänge hinab, breitet sich auf flachen Ebenen seeartig aus, füllt alle Vertiefungen, die sie auf ihrer Bahn antrifft, aus, staut sich an ihr den Weg versperrenden Hindernissen auf, stürzt sich ähnlich wie ein Wasserfall über diese hinweg (so über die Mauer von Catania im Jahre 1669), teilt sich in mehrere Arme, welche die Hindernisse umfließen und sich dann wieder vereinigen können. Die Geschwindigkeit, mit welcher sich ein solcher Strom bewegt, ist von dem Flüssigkeitsgrade der Lava, von der Menge der nachdrängenden Lavamasse und von der Neigung und Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Manche besonders dünnflüssige Ströme schossen steile Abhänge mit der Schnelligkeit des Windes hinab, bei anderen ist deren Bewegung kaum merklich und beträgt nur wenige Fuß innerhalb einer Stunde.

Die in dem vulkanischen Magma enthaltenen **Gase** und **Dämpfe**, hauptsächlich Wasserdampf, entweichen anfänglich auf der gesamten Oberfläche der Lavaströme und hüllen diese in dichte Wolken ein. Später, bei beginnender Erstarrung der Oberfläche, bilden sich **Fumarolen** und bis mehrere Meter hohe, steile **Schlackenschornsteine**, denen die flüchtigen Bestandteile des Lavamagmas entströmen, welche ihre Umgebung mit

ihren Sublimationsprodukten bedecken und bunt färben. Die sich entwickelnden Dämpfe und Gase bilden in der festwerdenden Lava Blasenräume und bedingen so die poröse, blasige oder kavernöse Struktur, welche die Lavaströme nahe ihrer Oberfläche zu zeigen pflegen.

Die Oberfläche eines Lavastromes erkaltet ziemlich rasch zu einer schlackenartigen Rinde, die ein so schlechter Wärmeleiter ist, dass man sie betreten kann, während durch ihre Zwischenräume und Spalten die noch glühend flüssige Lavamasse sichtbar ist. Steigert sich im Verlaufe der Eruption die Menge der nachdringenden Lava, so zerreißt sie den Schlackenpanzer, bricht aufs neue hervor und bildet kleine Nebenströme oder einen zweiten Strom über dem ersten. Die Oberfläche dieser Ströme kann sehr verschiedenartige Gestaltung haben, bald die oben erwähnte wulstig-runzelige und stalaktitische, ähnlich wie die mancher unserer Hochofenschlacken (Fladenlava), bald eine außerordentlich zackig-zerrissene (spratzige), wie im Aufkochen und in die Höhe spritzen erstarrt, bald kann sie lose blockartig (Block- oder Schollenlava) sein, so dass der Lavastrom wie ein gewaltiger Haufen klein geschlagener Gesteinsstücke aussieht, und endlich können Lavaströme aus zu mehlartigen Fragmenten zerfallenem Lavamateriale bestehen, ein eigentümlicher Zustand, in welchen manche Laven während der Erkaltung durch Dekrepitation übergehen.*)

Sehr verschieden ist auch die Zeitdauer, während deren sich ein Lavastrom überhaupt im Zustande der Fortbewegung befinden kann, und die in einzelnen Fällen zwei Jahre übertrifft. Dahingegen sind Lavaströme sehr häufig noch 20, 30, ja 40 Jahre nach ihrem Ausbruche im Innern noch glühend oder zeigen wenigstens eine sehr bedeutende Wärme, während ihre Oberfläche längst die Temperatur der Atmosphäre angenommen hat und mit Flechten bewachsen sein mag. Es beruht dies einerseits darauf, dass die ausgestrahlte Wärme teilweise durch die bei der Krystallisation der erstarrenden Lava frei werdende Wärme ersetzt wird, andererseits auf der außerordentlich geringen Wärmeleitungsfähigkeit der erstarrten Lava, welche bereits die noch fließenden Lavaströme wie mit einem Panzer bedeckt, innerhalb dessen die Fortbewegung der glutflüssigen Masse stattfindet, und der sich in gleichem Schritte mit dem Fortschreiten des Stromes verlängert. Infolge dieses raschen Erstarrens der Außenfläche der Lavaströme bereiten sich diese gewissermaßen eine aus Schlackenstücken gepflasterte Bahn, indem sich bei der wälzenden Vorwärtsbewegung des Stromes, wobei dessen unterer Teil langsamer vorwärts schreitet, als der obere, die Lavakruste des vorderen Stromendes auf den Boden legt, um so den eingeschlagenen Weg mit einer schlackigen Lavaschicht zu bedecken. Deshalb zeigt auch der Durchschnitt jedes Lavastromes (siehe Fig. 31) eine obere Schlacken-

*) A. Heim. Z. d. D. geol. Ges. 1873. S. 36.

decke und eine untere Schlackengrundlage, zwischen beiden die feste krystallinisch steinartige Lava.

Dieser Schlackenhülle wegen sind auch die Erscheinungen, welche sich ins Meer ergießende Laven bieten, nicht so furchtbar, wie man erwarten sollte, und daher ist es möglich, dass sich Lavaströme über Schneefelder ergießen, ohne diesen ihren Untergrund vollkommen wegzuschmelzen.

Schlackensäcke, wie die oben beschriebenen, bleiben zuweilen wie gewaltige unregelmäßige schlauchartige Höhlen erhalten, nachdem die noch flüssige Lava längst weiter geströmt und frischer Zufluss nicht erfolgt ist, meist aber bricht dann die obere Wölbung derselben zusammen, so dass



Fig. 31. Profil durch die Vesuvlava von 1872 zwischen San Sebastiano und Massa di Somma.
a Schlackenkruste; b steinartige Lava mit viel Olivin; c Schlackengrundlage; d alte Somma-Tuffe. (*H. Crd.*)

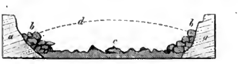


Fig. 32. Profil des Vesuvlavastromes von 1872 in dem Erosionsthale des alten Somma-Abhanges oberhalb Massa di Somma.
a Somma-Tuffe; b 15 bis 20 F. in die Höhe ragende Lavaränder der Stromrinne; c Block- und Schlackenlava; d ursprüngliche Höhe des Lavastromes. (*H. Crd.*)

oben offene Rinnen oder Schlackenkanäle entstehen (Siehe Fig. 32). Die Quantität der Gesteinsmassen, welche durch Lavaströme der Erdoberfläche zugeführt werden, ist zum Teil ganz enorm. Auf der Südseite des Ätna ergoss sich im Jahre 1699 aus dem Doppelgipfel der Monti rossi ein ungeheurer Strom, dehnte sich in einer Breite von mehr als einer halben Meile aus, begrub und verbrannte vierzehn Städte und Dörfer und erreichte, nachdem er eine Strecke von $1^1/_2$ Meilen zurückgelegt, bei Catania als ein 12 m hoher, 500 bis 600 m breiter Wall das Meer. Ein Lavastrom des Skaptar Jökul auf Island vernichtete im Jahre 1783 trotz der Haus- und Menschenarmut jener Gegenden 20 Dörfer und über 9000 Bewohner. Mehrere Ströme dieser Eruption besitzen 70—90 km Länge, 22—27 km Breite und 30—40, an manchen Stellen bis 230 m Dicke. Auf Island ist ferner ein Lavafeld von 100 □Meilen Größe, auf Hawaii ein Lavastrom von 14 deutschen Meilen Länge bekannt.

b) Die massigen Vulkane.

Vulkanische Kuppen und Decken.

§ 17. Charakter der massigen Vulkane. Unter solchen versteht man glockenförmige Kegel, kuppenförmige Hügel oder domförmige Pics, sowie Decken eruptiven Ursprungs, deren Gesteinsmaterial ziemlich gleichartige petrographische Beschaffenheit und einheitliche Struktur besitzt, denen ein Krater fehlt und deren ursprünglicher Eruptionskanal durch eine solide Gesteinsmasse vollkommen ausgefüllt und geschlossen ist. Hierher gehören

die Liparit-, Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Andesit-Kegel, -Kuppen und -Dome aller Vulkangegenden der Erde und somit auch die des zu tertiärer Zeit vulkanischen Deutschlands und des nördlichen Böhmens. Als besonders charakteristisch und allgemein bekannt sind beispielsweise zu nennen: unter den trachytischen und andesitischen Vulkanen die Kuppen des Lohrberges, Drachenfels, Kühlsbrunnen im Siebengebirge, der Kegel des Puy de Dôme, der glockenförmige Puy de Sarcoui in der Auvergne, der isoliert aus der Ebene hervorragende, domförmige Kelemenhegy und die Kuppen von Déda, Nagy-Mihály in Ungarn und zahlreiche andere Kegel und Kuppen der

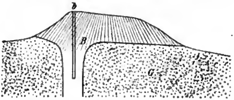


Fig. 33. Schlossberg von Stolpen i. S.
B = Basaltkuppe 36 m hoch, auf Granitit (G) aufgesetzt. — b = Schlossbrunnen, 81,3 m tief, im Basalt.

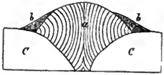


Fig. 34. Profil des Scheitsberges bei Remagen.
a prismatisch abgesonderter Basalt; b Basaltgrus und -haufwerk; C devonischer Thonschiefer.

Trachyt- und Andesitgebiete Ungarns, Siebenbürgens, der Euganeen, des Westerwaldes, der Eifel, der Andes; unter den phonolithischen Vulkanen der glockenförmige Milleschauer, der spitzkegelförmige Kletschenberg, der zackige Felsen des Boržen bei Bilin, sämtlich im nördlichen Böhmen, der Heldburger Schlossberg bei Coburg, die Milseburg in der Rhön, die Kegel des Hegau in Baden, der kleine, aber spitze Hartenfelser Kopf im Westerwalde und zahlreiche Pics im Velay, so der zuckerhutförmige Gerbier des jones; unter den basaltischen Vulkanen eine große Anzahl Kuppen der Eifel, so der Hohen Acht, der Nürburg, des Hohen Kelberges, der schöne Kegel des Karfenbühl bei Dettingen in der schwäbischen Alb; die Stoffelskuppe, die kuppenförmigen Kegel des Gebaberges und des Dolmar bei Meiningen, der Gleichberge bei Römhild, der blauen Kuppe bei Eschwege, des Schlossberges von Stolpen in Sachsen, der Landeskrone bei Görlitz u. v. a.

Bei manchen massigen Vulkanen ist die stielartige Ausfüllung ihres ursprünglichen Eruptionskanales sichtbar oder nachgewiesen, so der der Basaltkuppen des Druidensteines bei Kirchen unweit Siegen, des Schlossberges von Stolpen (Fig. 33) und der sich nach unten trichterförmig zusammenziehenden Doleritkuppe der Pflasterkaute im Thüringer Walde; ferner des Annaberges in Oberschlesien, des Weilberges im Siebengebirge, des Scheitsberges bei Remagen, des Perlenkopfes am Laacher See, und wohl auch des Meißners in Hessen.

In gewissen Fällen (Henry-Mountains in Utah) scheint sich die empordringende Lava zwischen horizontal gelagerte Schichtenkomplexe einge-

zwängt, die über dem Eruptionskanal befindlichen Schichten emporgewölbt und sich hier zu unterirdischen Kuppeln angestaut zu haben (Lakkolithen), welche erst durch spätere Erosion bloßgelegt werden.

Nicht selten hat sich das zu oberflächlichen Quellkuppen aufgetürmte eruptive Gesteinsmaterial an seinen Rändern strom- oder deckenartig über die nächste Umgebung ausgebreitet, so dass mit den Vulkankegeln lavastromähnliche Ergüsse verknüpft sind (Phonolithausbreitungen an der Milseburg in der Rhön, bei Brüx in Böhmen). Diese Erscheinung vermittelt zugleich den Übergang der typischen Vulkankuppen zu der deckenartigen Modifikation derselben, d. h. zu den oft über hundert Meter mächtigen und sich über viele Quadratmeilen ausdehnenden, ziemlich horizontal ausgebreiteten und zum Teil zu gewaltigen Komplexen übereinander

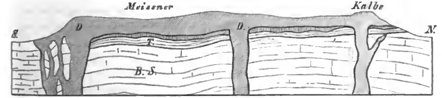


Fig. 35. Profil durch den Meißner.
B.S. Buntsandstein; *T.* Tertiär, zu oberst mit einem Braunkohlenflötze; *D.* Dolerit und Basalt. Nach *Moesta*.

gelagerten Decken von vulkanischem Gesteinsmateriale. Dieselben stehen in engster genetischer Verknüpfung mit zahlreichen, den Untergrund durchsetzenden Gängen, welche als ausgefüllte Eruptionskanäle oder -spalten zu betrachten sind, aus welchen sich die glutflüssigen Gesteinsmassen ergossen und in ihrer Nachbarschaft ausbreiteten. Augenscheinlich war es demnach der Flüssigkeitsgrad des Eruptivmagmas, welcher es bedingte, dass sich letzteres entweder zu einem Kegel aufstaute oder nach den Seiten ausweichend ausbreitete. So wird z. B. die Küste der Kerguelensinsel von einer großen Anzahl zusammen gegen 700 m mächtiger Basaltlager zusammengesetzt; ganz ähnliches ist am Snake River in Idaho, auf den Faröer, vielen Inseln der Westküste Schottlands und auf Island der Fall. Das ein Areal von 40 □Meilen bedeckende Vogelsgebirge ist das bedeutendste derartige deutsche Vorkommen, unter denen übrigens die über hundert Meter mächtigen Basaltdecken des Habichtswaldes und des Meißners besonders instruktiv sind. Auf dem Braunkohlen führenden Tertiärgebirge des Meißners (Fig. 35), welches rings an den Abhängen dieses Berges mit nur geringen Unterbrechungen zu Tage tritt und der Triasformation aufgelagert ist, hat sich eine mächtige Decke basaltischer Gesteine ausgebreitet, nur stellenweise von ihm getrennt durch eine der Basalteruption voraufgegangene Tuffbildung. Die basaltischen Gesteine sind teils als echte Basalte, teils als

Plagioklas-Dolerite ausgebildet, welche beide einheitlichen Ursprunges sind. Durch den ausgedehnten dortigen Bergbau sind nach Moesta die durch Basalt und Dolerit ausgefüllten Eruptionskanäle der das Plateau bildenden Basalt- und Doleritmassen aufgeschlossen. Der Durchmesser des nördlichen derselben (Fig. 35) beträgt 110 m, der des südlicheren mehr als doppelt soviel; neben ihnen setzen jedoch noch zahlreiche andere kleinere Gänge und Kanäle aus der Tiefe herauf. Im Kontakte mit diesen vulkanischen Gesteinsmassen ist die Braunkohle überall in Anthracit, Stangen-, Pech- und Glanzkohle umgewandelt worden.*)

Bei der Eruption der Gesteinsmasse solcher Vulkane wurde das glutflüssige Material zugleich in sich neu bildende oder bereits vorhandene Spalten gepresst. Auf diese Weise ausgefüllt, wurden dieselben zu den Basalt-, Phonolith- und Trachytgängen, welche in der Umgebung von Basalt-, Phonolith- und Trachytkegeln das Nebengestein, oft radiär, zu durchschwärmen pflegen (z. B. in den vulkanischen Distrikten von Nordböhmen und des Siebengebirges).

§ 18. **Struktur der massigen Vulkane.** Höchst charakteristisch für die kegelförmigen, sowie für die deckenförmig ausgebreiteten vulkanischen Massenergüsse sind deren Strukturverhältnisse, welche aus der Zusammenziehung des erkaltenden Magmas resultierten, und infolge davon, dass diese Erkaltung von den Grenzflächen der Gesteinsmasse ausging, sehr oft in einem ganz bestimmten Zusammenhange mit deren Lagerungsform stehen. Die Volumenverringerung des erstarrenden Eruptivmagmas bedingte nämlich zweierlei Absonderungsformen, einerseits eine bank- oder plattenartige, andererseits eine prismatische oder säulenförmige. In der Anordnung dieser Platten und Säulen lässt sich sehr häufig ein bestimmtes Gesetz nachweisen, indem die Lage der Platten und Bänke der konischen oder glockenförmigen Gestalt der Vulkankuppe entspricht, die Säulen hingegen meist rechtwinkelig auf den Grenzflächen der betreffenden Gesteinsmasse stehen. Im ersteren Falle zerfallen die Bergkegel in lauter tutenartig oder glockenförmig über einander liegende Schalen, welche allseitig abfallen, auf dem Gipfel aber sich ziemlich flach legen. Diese der äußeren Form entsprechende Struktur zeigt sich namentlich bei Phonolithkegeln, so besonders ausgezeichnet am Heldburger Schlossberge, am Hohentwiel und Hohenkrähen, am Milleschauer, am Teplitzer Schlossberge und an vielen anderen Kuppen Nordböhmens, sowie solchen des Velay, tritt aber auch bei Andesitkegeln, z. B. dem Puy de Sarcoui in der Auvergne auf. Andere massige Vulkane sind zwar plattenförmig oder bankartig abgesondert, doch äußert sich in der Richtung der Kluftflächen keine bestimmte Gesetzmäßigkeit, vielmehr verlaufen sie bald horizontal, bald wellig, bald ganz ordnungslos, wie es bei vielen Trachyt-,

*) A. Fr. Moesta. Geol. Schilderung d. Gegend zwischen Meißner u. Hirschberg etc., Marburg 1867 (siehe: Beyschlag und v. Könen sub Meißner; Tertiärformation).

Andesit- und Liparitkegeln der Euganeen, Centralfrankreichs, der Ponza-Inseln und Islands der Fall ist. Stellt sich bei kegelförmigen massigen Vulkanen prismatische Absonderung ein, so zeigt sich nicht selten eine gesetzmäßige Anordnung der Gesteinssäulen, der zufolge die letzteren entweder büschelförmig nach außen divergieren, also vom Inneren aus nach allen Punkten der Oberfläche hinlaufen, oder kegelförmig nach dem Gipfel zu konvergierend, gestellt sind. Bei vulkanischen Decken treten die dickplattige und die prismatische Absonderungsform sehr gewöhnlich vergesellschaftet auf, die Platten sind dann horizontal gelagert, so dass die Trennungsklüfte parallel der Oberfläche laufen, und bestehen aus lauter dicht aneinander und rechtwinkelig auf den Ablösungsflächen stehenden Säulen. Es ist dies bei fast allen Basaltdecken, oder auch bei solchen von Andesit, Trachyt und Liparit der Fall. Dergleichen Strukturverhältnisse beweisen, dass die massigen Vulkane einer einzigen Masseneruption und einem Festwerdungsakte ihre Entstehung verdanken.

§ 19. **Verknüpfung der massigen und geschichteten Vulkane.** Im Gegensatz zu den aus Bänken der verschiedenartigsten vulkanischen Produkte allmählich und mit zahlreichen Unterbrechungen aufgebauten Schichtvulkanen bezeichnet man das Gesteinsmaterial der in diesem Abschnitte betrachteten vulkanischen Berge und Decken als massig, um dadurch auszudrücken, dass es gewissermaßen aus einem Guss durch eine Masseneruption entstanden ist. Eine vollkommene und durchgängige Gleichförmigkeit besitzt dasselbe jedoch nicht, vielmehr wird diese durch Abänderungen in der Struktur unterbrochen, welche auf den innigen Zusammenhang zwischen massigen und geschichteten Vulkanen hinweisen. Es sind dies Breccienbildungen im Kontakte der vulkanischen Masse mit dem Nebengesteine, von welchem erstere Bruchstücke umschlossen haben, — es sind Ablagerungen von Tuff- und vulkanischem Schutt, deren Auswurf der Eruption der glutflüssigen Masse voraus- oder mit ihr Hand in Hand ging (siehe Fig. 36), deren Menge jedoch im Vergleiche mit ähnlichen Produkten der Stratovulkane verschwindend klein ist, und endlich sind es Mandelsteinbildungen, welche eine ursprünglich poröse, schlackige Beschaffenheit des Gesteines voraussetzen, wodurch sich dasselbe gewissen Laven der Stratovulkane näherte. Tuffe, welche nach Art der Aschen, Sande und Bomben der Stratovulkane durch Dampfexplosionen innerhalb des vulkanischen Schlundes entstanden,

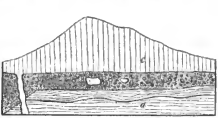


Fig. 36. Profil an der Prager Eisenbahn direkt oberhalb Außig. (*H. Crd.*)
a dünngeschichtete, lose Augitkrystalle führende Basalttuffe; *b* Basaltkonglomerat aus runden, olivinreichen Bomben; *c* säulenförmig abgesonderte Basaltkuppe.

sind sehr gewöhnliche Begleiter der massigen Trachyt-, Andesit-, Basaltvulkane, deren Unterlage oder Umgebung sie häufig bilden. Noch schärfer wird dieser enge genetische Zusammenhang zwischen geschichteten und massigen Vulkanen dadurch hervorgehoben, dass Vulkane im Verlaufe ihrer Thätigkeit mit dem einen ursprünglichen Typus allmählich den zweiten kombinieren können. So erhebt sich im Vulkane von Astroni bei Neapel innerhalb eines aus Schichten von Bimssteintuff bestehenden Kraters ein über 66 m hoher Trachytkegel. Ein ganz analoges Beispiel liefert die Rocca Monfina, ein drittes der Puy de Sarcoui, ein trachytischer Glockenberg Central-Frankreichs, der aus den Krateren zweier Aschenkegel hervorgetreten ist. Auch Palma hat inmitten eines großen Stratovulkankraters einen Trachytbuckel.

§ 20. **Entstehung der massigen Vulkane.** Es ist früher gezeigt worden, dass die charakteristische architektonische und petrographische Beschaffenheit der Stratovulkane wesentlich durch den Konflikt zwischen sich aus dem Vulkanschlunde drängenden Gasen und Dämpfen einerseits und der dünnflüssigen Lava andererseits bedingt war, dass die Hauptmenge des Materiales der Stratovulkankegel ihre eigentümliche, lose, schuttartige Beschaffenheit den sich im Zustande der Thätigkeit des Vulkanes kontinuierlich wiederholenden Gas- und Dampfexplosionen verdankt. Ist also besonders reichliche Entwickelung von Gasen und Dämpfen die Bedingung zur Entstehung eines Stratovulkanes um einen die Kommunikation mit dem Erdinneren vermittelnden Kanal, — so entstehen massige Vulkane bei ärmlicher Dampfentwickelung aus reichlich und ruhig quellender Lava. War letztere bereits ihrem Erstarrungspunkte nahe, wenn sie die Erdoberfläche erreicht, so staut sie sich, kontinuierlich und massenhaft empordringend, zu Hügeln und Kegeln, den sog. D o m v u l k a n e n oder Q u e l l k u p p e n (R e y e r) auf, war sie leichtflüssiger, so breitete sie sich zu v u l k a n i s c h e n D e c k e n aus. Dass die einen sowohl wie die anderen das Produkt einer einzigen, ununterbrochenen Eruption sind, wird, außer durch die Gleichartigkeit des Gesteinsmateriales, durch die Gesetzmäßigkeit bewiesen, welche die Absonderungsformen der ganzen Bergmasse beherrscht und welche nur durch die Gleichzeitigkeit der Erstarrung der letzteren erklärbar ist.

Dadurch, dass man die Basalt-, Trachyt- und Phonolithkegel als Massenvulkane erkannt und infolge davon den früheren, nur die Stratovulkane umfassenden Begriff eines Vulkanes erweitert hat, ist eine enge Verknüpfung zwischen den vor unseren Augen aus dem Erdinnern emporgelangten vulkanischen Produkten der Jetztzeit und den Eruptivgebilden längst verflossener Perioden hergestellt; eine Porphyrkuppe des karbonischen, eine Melaphyrdecke des permischen Zeitalters, eine paläozoische Diabaseinlagerung ist mit Bezug auf die A r t ihrer Entstehung nichts anderes als ein Trachytkegel oder eine Basaltdecke, sie sämtlich gingen aus vulkanischen Massen-

ergüssen hervor, welche entweder von gar keinen oder von nur wenig bedeutenden Aschen- und Schuttauswürfen begleitet waren.

Die Ursachen der vulkanischen Eruptionen, also des Empordringens von glutflüssigem Materiale des Erdkernes, hat man dadurch zu erklären versucht, dass infolge des fortdauernden Wärmeverlustes des Erdinnern durch Vermittlung von Quellen, Gas- und Dampfexhalationen, sowie durch direkte Abgabe an die Erdkruste und von dieser an den Weltenraum eine wenn auch noch so geringe Kontraktion der Erdkruste stattfinde. Der hierdurch auf den von letzterer umschlossenen und von glutigem Materiale erfüllten Raum ausgeübte Druck presst Teile des glutflüssigen Gesteinsmagmas (vergl. S. 11) in die vorhandenen Spalten der Erdrinde, in welchen sie entweder zu Gängen erstarren oder auf welchen sie zur Erdoberfläche emporsteigen, wo sie sich zu Kuppen auftürmen, sich zu Decken ausbreiten oder in Strömen tieferen Punkten zufließen. Die weithin bemerkbaren und imposanten, die Gesteinseruptionen begleitenden oder einleitenden Phänomene (Erderzitterungen, Dampfpinien, Aschenregen, Bombenauswürfe) sind trotz ihrer Großartigkeit sekundäre Erscheinungen, welche nach der Anschauung vieler Geologen dadurch resultieren, dass Wasser auf Spalten und Klüften durch den Druck der ganzen darüber stehenden Wassersäule bis zu sehr großer Tiefe hinab gepresst wird. Hier kann es sich unter dem hohen Drucke nicht in Dampf verwandeln, sondern vereinigt sich mit der glutflüssigen Schmelze zu einem Magma. Steigt nun dieses empor, so explodiert dasselbe, sobald es in die Nähe der Erdoberfläche gelangt, wo der belastende Druck geringer ist, und liefert einerseits Bomben, Lapilli und Aschen, andererseits Wasserdampf und Chlorwasserstoff, welcher letztere von der Zersetzung des im eingedrungenen Meerwasser enthaltenen Chlornatriums herrührt. Die tiefer liegenden Massen werden dadurch vom Drucke befreit, kochen auf, drängen empor und ergießen sich als Lava. Diese Erklärungsweise setzt die Mitwirkung des von der Oberfläche nach der Tiefe dringenden Wassers und zwar namentlich des Meereswassers bei der Entstehung der Stratovulkane voraus. Als reinste und normalste Form vulkanischer Eruptionsgebilde sind deshalb die massigen Vulkandome und vulkanischen Decken zu betrachten, während die aus Tuffen, Aschen, Lapilli, Bomben und einzelnen Lavaströmen aufgebauten Stratovulkane ihre auffälligsten Eigenschaften, ihre Struktur und ihre ganze Bauart wesentlich der Mitwirkung des Wassers verdanken. Daher erklärt sich auch die Erscheinung, dass die Stratovulkane meist auf die Nähe des Meeres beschränkt sind (s. S. 140), von wo die in die Tiefe reichenden Spaltensysteme mit Wasser gespeist werden, während die massigen Vulkane eine derartige Abhängigkeit nicht zeigen.

Die Eruptionen der Vulkane liefern aber nicht nur Wasserdampf und Chlorwasserstoff, die vom injizierten Meerwasser herrühren können, sondern auch noch schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Ammoniak-

gas, Stickstoff, namentlich aber ungeheure Mengen von Kohlensäure. Diese Stoffe können nicht aus den von oben infiltrierten Wassern stammen, entströmen vielmehr, ebenso wie vielleicht ein Teil des Wasserdampfes, direkt dem glutigen Erdinnern, in welchem sie seit Ballung und Kondensation des kosmischen Glutnebels zur glühend flüssigen Erdkugel absorbiert enthalten sind. Das Innere der letzteren repräsentiert nach der Anschauung Angelot's, Reyer's, Tschermak's u. A. noch heute ein Magma, welches von Gasen (Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, Chlor) durchtränkt und in welchem Schwefel und Kohlenstoff in erheblicher Menge enthalten sind. Bei der allmählichen und fortdauernden Erstarrung desselben werden diejenigen Stoffe ausgeschieden, welche bei Abnahme des Druckes gasförmig werden konnten, und finden durch die Spalten der Erdrinde gemeinsam mit mehr oder weniger reichlicher Lava ihren Ausweg.*)

2. Heifse Quellen (Thermen).

Aus der Teufe aufsteigende Quellen besitzen eine um so höhere Temperatur, je tieferen Regionen sie entstammen, eine Erscheinung, welche auf der Zunahme der Erdwärme in der Richtung nach dem glutigen Erdinnern zu beruht. Da diese Temperaturzunahme auf durchschnittlich je 33 m einen Grad Celsius beträgt, so muss demnach im allgemeinen solchen Quellen, welche ihren Zufluss aus einer Tiefe von mehr als 3300 m erhalten, Siedehitze innewohnen. Diese hohe Temperatur ist demzufolge als eine Äußerung des Vulkanismus aufzufassen. In der That ist das Hervorbrechen heißer Quellen vorzüglich auf vulkanische Gegenden beschränkt; fast sämtliche bekannte Vulkane werden von heißen Quellen begleitet, als deren extremste Form die Dampfquellen oder Fumarolen aufzufassen sind, — doch brechen erstere auch zuweilen weit entfernt von irgend einem anderen Zeichen vulkanischer Thätigkeit hervor. Von den bekannteren Thermen Mitteleuropas besitzt der Sprudel in Karlsbad 75, der Ursprung in Baden-Baden 71, der Kochbrunnen in Wiesbaden 68, die Kaiserquelle in Aachen 57, Ems 56, Teplitz 49, Gastein 48° C.

Da heiße Wasser eine größere Lösungsfähigkeit besitzen als kalte, so beschweren sich die meisten heißen Quellen durch Auslaugung ihres Nebengesteines mit mineralischen Substanzen und sind dann zugleich Mineralquellen, welche sich nicht selten ihrer Last beim Erreichen der Erdober-

*) E. Reyer. Physik der Eruptionen etc. Wien 1877. — G. Tschermak. Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1877. Märzheft. — A. Streng. Beitrag zur Lehre vom Plutonismus: in Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1878. S. 40. — W. Siemens. Über den Mechanismus der Vulkan-Ausbrüche. Monatsber. d. Berl. Akad. d. Wiss. 1878. Sept. u. Okt.

fläche entledigen. Die gewöhnlichsten ihrer Bestandteile sind Karbonate, Sulfate oder Chlorverbindungen von Calcium, Magnesium oder Natrium, sowie Kieselsäure und Eisenoxydul, von welchen sich namentlich kohlensaure Kalkerde, Kieselsäure und Eisenoxydhydrat am Austrittspunkte der Quellen ausscheiden und zu oft ziemlich mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen Veranlassung geben. Die Bildung von Kieseltuff geht am großartigsten an den heißen Quellen Islands, Wyomings und Neu-Seelands vor sich. Auf Island stammt der Kieselsäuregehalt der dortigen Geysirwasser aus der Zersetzung des weit verbreiteten Palagonittuffes. Infolge der Verdunstung des heißen Quellwassers bleibt die bis dahin in kohlensauren Alkalien und als Hydrat gelöste Kieselsäure als Kieseltuff und Opal zurück und bildet um die Quellen herum Rinden und Stalaktiten, aus welchen sich bald kleine Kratere aufbauen, bald große Becken bilden, oder welche sich endlich zu runden Schächten von großer Regelmäßigkeit gestalten. Viel rascher als dergleichen Kieselabsätze gehen die Niederschläge von kohlensaurem Kalke und Eisenoxydhydrat aus kalk- und eisenkarbonathaltigen heißen Quellen vor sich, wie z. B. die Ablagerungen von Sprudelstein und Pisolith der Karlsbader Thermen und die schnellen Inkrustationen der in diese Quellen gelegten Gegenstände beweisen. Hochstetter hat berechnet, dass der Sprudel täglich 2880, jährlich über eine Million Pfund Kalksinter (Sprudelstein) liefern könnte. Das Karlsbader Wasser enthält außer kohlensaurem Kalke unter anderen auch etwas Fluorcalcium, und zwar einen Teil in 300000 Teilen Wasser aufgelöst; diese anscheinend verschwindend kleine Menge summiert sich im Laufe eines Jahres zu etwa 12500 kg, welche den dortigen Gesteinen entzogen und in gelöstem Zustande an die Erdoberfläche geschafft werden. Außerdem fördern die Karlsbader heißen Quellen jährlich über 600000 kg kohlensaures Natron und etwa 11 Mill. kg Glaubersalz, endlich sehr bedeutende Mengen von kohlensaurem Kalk und von Kochsalz zu Tage. Die heiße Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Croatien liefert jeden Tag 77000 Eimer Wasser von 56° C., und dieses enthält an festen Bestandteilen, nämlich Schwefel, Kali, Natron, Eisen, Kalk-, Talk-, Thon- und Kieselerde soviel, dass sie seit Beginn der christlichen Zeitrechnung bereits gegen 4000 Mill. kg dieser Mineralsubstanzen der Erdoberfläche zugeführt hat, welche einen Würfel von über 140 m Seitenlänge bilden würden.

Ganz besonderes Interesse erregen die intermittierenden heißen Springquellen oder **Geysirs.***) Die am längsten gekannte derselben ist der Geysir auf Island. Er liegt nordwestlich von der höchsten Spitze der Hekla inmitten einer Ebene am Fuße des Barnafell. Durch allmählichen

*) Holmes a. Peale. Yellowstone National Park. XII. Ann. Rep. Geol. Survey of th. Territ. Washington 1883. Mit vollständiger Zusammenstellung der Thermen-Litteratur. — K. Keilhack. Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 424.

Absatz der in seinem Wasser aufgelösten Kieselsäure hat sich derselbe rings um seine Ausmündung einen flachen Kegel von 4 m Höhe und gegen 40 m Durchmesser aufgebaut, in dessen Gipfel ein flaches Becken von 1,3 m Tiefe und 16—20 m Durchmesser eingesenkt ist. An der tiefsten Stelle des letzteren mündet ein 5 m weiter zylindrischer Kanal, dessen Wände aus Kieseltuff bestehen und wie poliert erscheinen. Das Wasser, welches das Becken ausfüllt, ist gewöhnlich ruhig und zeigt 76 bis 89° C., während es innerhalb des Kanales nach unten zu an Wärme zunimmt und in 32 m Tiefe über 130° C. besitzt, würde also an dieser Stelle sieden und sich in Dampf verwandeln, wenn es nicht durch den Druck der auf ihm lastenden Wassersäule daran verhindert würde. Allein von Zeit zu Zeit, gewöhnlich alle 24 bis 30 Stunden, tritt eine äußert heftige und großartige Wassereruption ein, welcher mehrere kleinere Eruptionen vorausgehen. Sie beginnen mit starkem unterirdischen Donner und Erschütterungen des Bodens, worauf das Wasser bis zum Rande des Beckens aufsteigt, aufkocht und hoch emporwallt, bis endlich eine mächtige Wassersäule in kurzen explosionsartigen Stößen und von Dampfwolken eingehüllt, pfeilschnell bis 40, ja 60 m Höhe emporschießt, um nach einigen Minuten zurückzusinken. Die Ursache dieser Eruptionen ist nach Bunsen*) darin zu suchen, dass das Wasser am Boden der Röhre unter dem Drucke der auf ihm lastenden Wassersäule über 100° C. erhitzt werden kann, während sich dasselbe an ihrer Mündung bedeutend abkühlt. Sobald nun das in der Tiefe des Kanales befindliche Wasser durch allmähliche Steigerung seiner Temperatur durch fortwährend neu hinzuströmende überhitzte Wasser den der Druckhöhe entsprechenden Siedegrad erreicht hat, wird sich dasselbe in Dampf verwandeln. Dieser wirft das über dem Explosionspunkte befindliche Wasser der Röhre mit großer Vehemenz in die Luft, von wo es abgekühlt zum großen Teile wieder in die Mündung des Kanales zurückfällt. Die allmähliche Überhitzung der tieferen Schichten beginnt nun von neuem, bis eine zweite Dampfexplosion eine neue Wassermasse in ein höheres Niveau des Kanales treibt, wodurch sich die Eruptionserscheinungen wiederholen.

Eine zweite große intermittierende Springquelle Islands ist der Strokr, welcher, kaum 100 Schritte vom Geysir entfernt, in unregelmäßigen Zwischenpausen Eruptionen zeigt.

Noch viel großartiger als auf Island sind die heißen Quellen Neu-Seelands. In einem einzigen und zwar kleineren der dortigen Quellengebiete, dem bei Tokanu, sind auf dem Raume von 2 englischen Quadratmeilen über 500 Dampf- und heiße Quellen, mehrere gewaltige Sprudel, mit kochendem Wasser gefüllte Kessel, Kesselsinterkratere, welche sich

*) Annalen d. Chemie und Pharmac. 1847. LXII. S. 24 u. Poggend. Annal. 1847. S. 159.

periodisch füllen und leeren, bekannt. An den Ufern des Waikato sind auf eine Entfernung von etwa 1 Meile 76 intermittierende und kontinuierliche Spring- und Dampfquellen verteilt und werden von zahlreichen kochenden Schlammpfützen begleitet. Die großartigste intermittierende Springquelle Neu-Seelands war die am 10. Juni 1886 durch einen plötzlichen vulkanischen Ausbruch vernichtete Tetarata. Hochstetter beschreibt sie wie folgt: Ihr Quellbassin ist 26 m lang, 20 m breit und bis an den Rand mit klarem, in der Mitte fortwährend mehrere Fuß hoch aufwallendem Wasser gefüllt, das in dem schneeweiß übersinterten Becken herrlich blau erscheint. Ungeheuere Dampfwolken, die das Blau reflektieren, wirbeln auf. Die Temperatur in der Mitte ist wahrscheinlich dem Siedepunkt nahe, am Rande beträgt sie 84° C. Am Abhange des Hügels, über welchen der Quellabfluss stattfindet, haben sich in Folge des Kieselsäuregehaltes der Gewässer weiße, marmorartige Terrassen gebildet, einem plötzlich erstarrten, von Stufe zu Stufe sich stürzenden Wasserfalle vergleichbar. Jede dieser Terrassen hat einen kleinen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche kleinere Wasserbecken vom schönsten Blau



Fig. 37. Der Beehive Geysir in Thätigkeit. Nach *Holmes*. Höhe des Wasserstrahles gegen 70 m. (Siehe S. 162.)

einschließt. Nach der Aussage der Eingeborenen wird zuweilen unvermutet die ganze Wassermasse des Hauptbassins ausgeworfen, das 10 m tiefe Becken erscheint dann leer, füllt sich aber rasch wieder. Gewöhnlich rieselt nur ein wenig Wasser über die Terrassen, und nur der Hauptabfluss an der Südseite bildet einen heißen Bach.

Voll interessanter Erscheinungen ist die Region heißer Quellen, die 1871 in den Rocky Mountains nahe dem Ursprungspunkte des Yellowstone und Missouri-Flusses in Wyoming entdeckt wurde. Jene Gegend (National Park) besteht aus jungvulkanischen Gesteinen, und zwar vorwiegenden Rhyolithen. In gewissen Strichen dieses Plateaus reihen sich nun heiße Quellen, Sinterkegel, zischende Dampfquellen, Sprudel, Geysirs, kochende Schlammpfützen, kreisrunde Bassins mit klarem, heißem Wasser, warme Bäche, ausgedehnte Ablagerungen und metermächtige Inkrustate von oft prachtvoll rot, grün, gelb gefärbtem Kieselsinter, sowie Absätze von Schwefel dicht an einander. Die Anzahl dieser heißen Quellen u. s. w. beläuft sich auf etwa 7000, die der aktiven Geysirs auf 30. Zu den auffälligsten Erscheinungen dieser interessanten Region gehört der White Mountain im Gardiner Thale und der Beehive, Giant und Oldfaithfull Geysir am Fire Hoole Creek. Ersterer besteht aus einer bis gegen 20 m mächtigen Ablagerung von Kieselsinter, welche sich wie ein schneeweißer Gletscher terrassenförmig das Thalgehänge hinabzieht und auf seiner Oberfläche mit runden, kraterförmigen Vertiefungen, schlotartigen Quellröhren, warzenförmigen Kegeln und mannigfaltigen Stalaktiten bedeckt ist. Aus dem flachgewölbten Kieselsinterkegel des Giant Geysirs erhebt sich in Intervallen von mehr als 3 Tagen während eines Zeitraumes von 80 Minuten eine 2 m dicke Wassersäule bis zu 45 m Höhe; der Old Faithfull hingegen ist regelmäßig von Stunde zu Stunde thätig und treibt dann ohne vorbereitendes Donnern und ohne beträchtliche Dampfentwickelung das kochende Wasser senkrecht bis zu 45 m in die Höhe.

Als Folgerung aus den letzten Abschnitten ergiebt es sich, dass die Verbreitung der Vulkane und heißen Quellen auf der Erdoberfläche eine allgemeine, von den physikalischen Verhältnissen und der geognostischen Zusammensetzung der Erdoberfläche vollkommen unabhängige ist. Wir sehen Vulkane auf allen Kontinenten und in jedem Ozeane, unter allen geographischen Breiten, nahe den Polen und unter dem Äquator, wir sehen sie auf Hochplateaus und Gebirgsrücken und unter dem Niveau des Meeres und endlich in ihrem Auftreten an keine Gesteinsformation gebunden, bald auf dem ältesten Eruptivgesteine, bald auf dem jüngsten Schwemmlande aufsitzend. Aus dieser vollkommenen Unabhängigkeit des Auftretens der Vulkane von den Verhältnissen der Erdoberfläche ergiebt sich, dass die Ursache ihrer Thätigkeit außerhalb des Bereiches dieser letzteren, also in tieferen Regionen des Erdballes zu suchen ist. Ferner beweist ihre allgemeine

Verbreitung über alle Teile der Erde das Überallvorhandensein ihrer materiellen Ursache, und endlich lassen die Übereinstimmung der Auswurfs- und Ausströmungsprodukte, auch von einander entfernter Vulkane, die Identität des Baues dieser letzteren, sowie ihrer Eruptionserscheinungen auf eine Gemeinsamkeit ihres Ursprunges schließen. Ganz Ähnliches lässt sich von den heißen Quellen sagen. Unter allen Zonen, auf Inseln und inmitten der Kontinente dringen sie aus der Tiefe. Alle diese Umstände weisen darauf hin, dass die erwähnten vulkanischen Erscheinungen nichts anderes sind, als Äußerungen und Folgen der Glut des Erdinneren.

3. Säkulare Hebungen und Senkungen des Bodens. (Verschiebungen der Strandlinie.)

Litteratur:

F. G. Hahn. Untersuchungen üb. d. Aufsteigen u. Sinken der Küsten. Leipzig 1879.
R. Credner. Die Deltas. Ergänzungsheft Nr. 56 zu Peterm. geogr. Mitt. Gotha 1878. S. 60 u. f.
F. Toula. Üb. die säk. Hebungen und Senkungen d. Erdoberfläche. Wien 1880.

§ 1. Säkulare Hebungen und Senkungen. Anhaltspunkte für Konstatierung derselben. Säkulare, also außerordentlich langsame, in kürzeren Zeiträumen kaum nachweisbare Niveauveränderungen einzelner Schollen der Erdkruste können sich als Hebungen oder als Senkungen geltend machen und sind Erscheinungen, welchen der größte Einfluss auf die Entwickelungsgeschichte der Erdoberflächengestaltung zukommt. Infolge der Allgemeinheit dieser Schwankungen, aus Mangel an einem an der Bewegung des Festlandes unbeteiligten Beobachtungspunkte gehen jedoch diese Oszillationen an dem Bewohner des Binnenlandes unvermerkt vorüber und würden überhaupt schwer nachweisbar sein, wenn nicht der Meeresspiegel einen Vergleichshorizont abgäbe, an welchem sich die Hebungen und Senkungen der Kontinente wahrnehmbar machen und messen lassen.*) Felsriffe und Sandbänke, welche früher von Wasser bedeckt waren, steigen empor, Küstenstriche wachsen an Breite in der Richtung nach dem Meere zu, einstige Hafenplätze werden landeinwärts geschoben, flache Meeresarme vollständig unfahrbar gemacht, Meeresbuchten zu Strandseen umgewandelt, Korallen- und Austerbänke trocken gelegt, Deltas tauchen aus den Flussmündungen hervor. Andere Ufer und mit ihnen Hochwälder und menschliche Bauten sinken allmählich unter den Spiegel des benachbarten Ozeanes, bis sich die Wasser über ihnen schließen.

Solche Hebungen und Senkungen äußern sich der Natur der Sache nach, ebenso wie dies bei Ebbe und Flut der Fall ist, am auffälligsten an flachen

*) Vergl. jedoch § 4. Schluss.

Ufern und würden an steilen, felsigen Gestaden spurlos vorübergehen, wenn das Meer nicht unverkennbare Merkzeichen überall da zurückließe, wo es einst gegen die Ufer gebrandet hat. Durch den Anprall der Wogen hat es die Felswände unterwaschen und die Klippen glattgeleckt (Strandlinien), es hat Haufwerke von runden Kieseln, Sand und Thon aufgetürmt und Muschel- und Korallenbruchstücke, sowie Seetange zusammengeschwemmt (Strandterrassen), kurz jene eigentümlichen Strandbildungen, welche den Ozean wie ein Saum umgürten, erzeugt. Hebt sich der Kontinent, so entzieht er diese Strandlinien und Strandterrassen dem Bereiche des Meeres, rückt sie landeinwärts und versetzt sie in die Höhe von Hunderten von Metern. Unterdessen wirft das Meer neue Strandbildungen auf, um dieselben eine nach der anderen einem gleichen Schicksale anheimfallen zu sehen. Anscheinend horizontal umsäumen sie dann die Abhänge der steilen Meeresküsten. Eine ähnliche Beweiskraft besitzen die Reliktenseen. Sie stellen Tümpel des Meeres vor, welche in Vertiefungen eines durch Hebung trocken gelegten und dadurch zum Festlande umgewandelten Meeresgrundes stehen blieben und allmählich mehr und mehr ausgesüßt wurden, ohne dabei ihrer ursprünglich marinen Fauna gänzlich verlustig zu gehen.*)

§ 2. **Beispiele von Hebungen.** Am einleuchtendsten und zugleich am genauesten untersucht sind die durch Hebungen des Landes erzeugten Erscheinungen Skandinaviens. Die Küsten dieses Landes befinden sich zum Teil noch jetzt im Zustande der säkularen Hebung, nachdem dieser in vorhistorischer Zeit mehrere ruckweise Hebungen, unterbrochen von längeren Stillständen, vorausgegangen waren. An der norwegischen Küste**) finden sich die Beweise für diese Niveauveränderungen erhalten in Strandlinien, in Terrassen und in marinen Muschelthonbänken.

1. Die Strandlinien sind horizontale, durch den Wogenschlag in die Felswände eingegrabene Wassermarken, welche namentlich aus der Entfernung, oder wenn sich auf ihnen Schnee konserviert hat, wie wegartige Felseinkerbungen erscheinen. Sehr häufig treten deren zwei über einander auf (Fig. 38). Lange Strecken der Meeresküste sind mit einem Kranze solcher Strandlinien umgeben, jedoch besitzen sie an den verschiedenen, selbst benachbarten Lokalitäten voneinander sehr abweichende Höhenstufen. Am höchsten liegen diese Strandlinien bei Trondhjem, nämlich 145 und 162 m über dem Meere, senken sich nach N zu beträchtlich und sollen im Altenfjord (Finnmarken) sogar schräg laufen und zwar konvergieren (?). Mit diesen Strandlinien stehen 2. Terrassen in deutlichstem Zusammenhange.

---

*) Rud. Credner. Die Relikten-Seen. Ergheft. zu Peterm. geogr. Mitteil. 1887.

**) Th. Kjerulf. Die Geologie des südl. u. mittl. Norwegen. Deutsch v. Gurlt. Bonn 1880, S. 2—23. — S. 1 die einschlägige Litteratur. — R. Lehmann. Über ehemalige Strandlinien in Norwegen. Halle 1879 u. Z. f. d. ges. Naturw. Halle 1881.

welche sich als Fortsetzungen der ersteren in den in die Fjords einmündenden Thälern finden. Es sind dem Thalboden aufgesetzte, oben ebene Stufen, die aus Schichten von Sand und Kies aufgebaut sind und deren steile Böschung thalabwärts gerichtet ist. Sie sind an der Mündung der Flüsse in die Fjords entstanden und tragen oft noch deutlich das Gepräge alter Deltabildungen an sich. Sie wiederholen sich zu mehreren (3—4) übereinander. Die höchste derselben, also die höchste Meeresstufe, liegt bei Kristiania und



Fig. 38. Doppelte Strandlinie bei Grötnes (Insel Renö) mit den entsprechenden Terrassen an der Thalmündung in der Mitte des Profiles. Nach *Mohn*.

Trondhjem in etwa 200, bei Bergen in etwa 150, im Nordfjord und Fördefjord in etwa 75 m Meereshöhe. Unmittelbar an den Fuß dieser obersten Terrassen schließen sich 3. Sand- und Thonablagerungen mit marinen Resten und Muschelbänke an. Die höchst gelegenen, also ältesten derselben enthalten eine Fauna mit viel arktischerem Habitus als die tieferen, also späteren Ablagerungen an der jeweiligen Meeresküste und und weisen ähnlich wie gewisse Terrassen auf eine Hebung von etwa 200 m hin. Alle diese Erscheinungen sprechen dafür, dass sich die Küste Norwegens in säkularer Hebung befindet, welche sich jedoch nicht nur an verschiedenen Teilen der ersteren in verschiedenem Grade äußerte, sondern sich auch periodisch besonders energisch, also ruckweise bethätigte. Dass dieselbe bis in die jüngste Zeit fortdauert, wird erhärtet durch das Vorkommen abgestorbener Stämme von Oculina prolifera im Kristianiafjord und zwar in einer Tiefe von nur 10 bis 15 Faden. Nun ist aber diese Koralle eine Tiefseeform und lebt an der Nord- und Westküste Skandinaviens in 150 bis 300 Faden Tiefe. Dieser ihrer Lebenssphäre wurde sie durch die Hebung des Meeresgrundes entführt und in ein neues Niveau von geringerer Tiefe versetzt, wo sie absterben musste.

Was nun die Küste Schwedens anbetrifft, so befindet auch sie sich zum bei weitem größten Teile und zwar in ihrer ganzen Erstreckung nördlich von Karlskrona im Zustande der säkularen, jedoch lokal ungleich starken Hebung, von welcher die Küste von Norrland und die Landschaft zwischen Gefle und Stockholm am energischsten betroffen wird. Hier beträgt dieselbe auf Grund eingehauener Wassermarken im Zeitraume eines Jahrhunderts

bis zu 1,36 m. Weit verbreitete Ablagerungen von marinen Sanden und und Thonen, zu unterst mit arktischen, oben mit Ostsee-Mollusken legen Zeugnis von dieser langandauernden Hebung ab. Im Gegensatze hierzu ist der südlichste Teil von Schweden von Karlskrona bis Landskrona in säkularer Senkung begriffen.

Ganz ähnliche Anzeichen von stattgehabter ruckweiser Hebung wie Skandinavien hat auch Schottland aufzuweisen und zwar namentlich in Gestalt ausgedehnter und z. T. mehrere Kilometer breiter Meeresterrassen (raised-beaches), welche die Gestade umsäumen.*) Dieselben bestehen aus Kies, Sand, Lehm und Thon und sind oft reich an marinen Resten. Die niedrigste, also jüngste und deshalb best erhaltene dieser Terrassen nimmt seewärts ein Niveau von 8—10 m über dem Meere ein (daher »30 feet-beach«), erreicht 1—2 Miles Breite und trägt die meisten Hafenstädte der Ostküste Schottlands, steigt aber landeinwärts bis zu 15 oder 18 m an und geht hier in alte, sich ins Gebirge ziehende Flussterrassen über. Sie enthält Reste einer Fauna, welche mit der jetzigen der benachbarten Meere übereinstimmt, und hat außerdem mannigfaltige Produkte menschlicher Thätigkeit geliefert, so namentlich zahlreiche alte Kähne (Canoes) und vereinzelte Steinbeile. Die nächste höhere Meeresterrasse besitzt 15—16 m, die höchste und älteste dieser Ablagerungen eine Meereshöhe von einigen 30 Metern (daher 100 feet-terrace) und führt die Reste einer arktischen Molluskenfauna, so z. B. von Leda arctica und Pecten Grönlandicus.

Außer in den oben erwähnten Landstrichen haben sich im Laufe der jüngsten Zeiten stattgehabte säkulare Hebungen namentlich an folgenden Küsten konstatieren lassen: an denen von Finnland, an denjenigen des westlichen Mittelmeerbeckens, Siciliens, an der Landenge von Suez und den Küsten des roten Meeres, Ceylons und Hinterindiens, an der Ostküste Neuseelands (die Westküste hingegen senkt sich), am südlichen Teile der Ostküste von Asien, an der Westküste von Südamerika (bei Valparaiso beträgt das Maximum der Erhebung 1000 m), ebenso an derjenigen von Central- und Nordamerika, sowie von Grönland, ferner von Spitzbergen und an der sibirischen Eismeerküste.

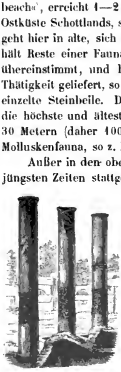


Fig. 39. Ruinen des Serapis-Tempels.

Eine gewisse Berühmtheit als Beweismittel für abwechselnde Senkungen und Hebungen des Bodens hat der Serapis-Tempel bei Puzzuoli unweit Neapel erlangt (Fig. 39). In den dicht an der Meeresküste gelegenen Ruinen desselben befinden sich noch drei 12,3 m hohe, aus je einem Stücke

* James Geikie. Great Ice age. 1877. S. 296; — u. Prehistoric Europe. 1881. S. 383 u. 417.

gearbeitete Marmorsäulen, welche nach Wegräumung des sie umgebenden vulkanischen Sandes jetzt frei dastehen. Die Oberfläche ihres untersten Teiles ist bis zu 2,5 m Höhe glatt und unverletzt, dann aber innerhalb einer 3,4 m hohen Zone von zahlreichen Löchern von Lithodomus lithophagus durchbohrt, in welchen die Schalen dieser Bohrmuschel häufig noch erhalten sind. Die obere Partie der Säulen ist wiederum völlig unverletzt. Aus diesen Thatsachen ergiebt es sich, dass sich der Landstrich mit dem Serapis-Tempel infolge einer mit Erdbeben und Aschenregen verbundenen vulkanischen Eruption um wenigstens 6 m gesenkt hat. In diesem Niveau verblieb der Tempel längere Zeit, während welcher die Bohrmuscheln ihren Wohnsitz in dem Teile der Säulen aufschlugen, welcher zwischen der 2,5 m hohen Decke von vulkanischem Sande und dem Wasserspiegel lag. Erst später erfolgte wiederum eine Hebung, infolge deren der Tempel sein heutiges Niveau erhielt. Gegenwärtig aber sinkt derselbe von neuem, und zwar um 2 cm im Jahre.

§ 3. **Beispiele von Senkungen.** Es liegt in der Natur dieses Vorganges, dass Senkungen von Küstenstrichen weit schwieriger nachweisbar sind, als Hebungen, bei welchen letzteren die Merkmale früherer Meeresbedeckung durch Trockenlegung sichtbar gemacht werden, während bei Senkungen diejenigen Gegenstände, die als Anhaltspunkte dienen könnten, unter dem Wasserspiegel verschwinden. Als Kennzeichen von Senkungen sind zu betrachten: unter das Meer gesunkene Torfmoore, Wälder und Gebäude, — vom Meer überspülte Straßenpflaster von Küstenorten, — Landverlust an der Küste, Trichtermündungen von Flüssen, — ferner im Ozeane die Koralleninseln.

An zahlreichen Punkten, so an der kurischen Nehrung, an der Küste Englands, der Normandie, der Bretagne, New-Jersey's und Nordcarolina's sind s u b m a r i n e, also unter die Oberfläche des Meeres gesunkene Wälder bekannt; ebenso werden in den angrenzenden Küstengebieten durch Brunnengrabungen und tiefe Erdausschnitte Torflager, Kulturschichten, und alte Waldböden u n t e r h a l b des Meeresspiegels angetroffen, — beides Erscheinungen, welche für Senkungen jener Landstriche sprechen, die vor verhältnismäßig erst kurzer Zeit stattfanden. Wie die gesamte deutsche Ostseeküste, so befindet sich auch die Küste der Nordsee im Zustande säkularer Senkung, ein Teil Hollands, und zwar ein Areal von 268 QM., liegt bereits unter dem Niveau des Meeres, dessen Eindringen nur durch künstliche Bauten abgehalten wird; das Areal des Zuider-Sees wurde erst vor fünf Jahrhunderten von den Fluten bedeckt, und eine große Zahl der Küsteninseln zwischen Texel und Elbe und an der Westküste Schleswigs sind während unserer Zeitrechnung verschwunden oder haben bedeutend an Größe verloren.*) Auch die gesamte Ostküste der Vereinigten Staaten mit

*) A r e n d s. Physische Geschichte der Nordseeküste etc. Emden 1833.

ihren vorgeschobenen, alte Uferlinien bezeichnenden Inseln, mit ihren versunkenen Wäldern und trichterförmigen Flussmündungen ist in Senkung begriffen. Ebenso sinkt die Südspitze Grönlands langsam unter das Meer, so dass die Pfähle, an welche die eingewanderten Europäer ihre Kähne zu befestigen pflegten, bereits unter dem Wasser verschwunden sind und die Ruinen verlassener Gebäude von ihm überflutet werden.

Gerade so wie das massenhafte Vorkommen von Seetierresten in bedeutend höheren Niveaus, als jene gelebt haben können, ein untrügliches Beweismittel für Hebungen von Landstrichen abgiebt, so wird auf der anderen Seite durch das massenhafte Auftreten von Produkten organischer Thätigkeit unterhalb der Lebenssphäre ihrer Erzeuger eine Senkung des Bodens bewiesen. Von dieser Thatsache ausgehend, glaubt man aus dem Material und dem Bau der Koralleninseln des stillen Ozeanes den Schluss ziehen zu dürfen, dass sich der Grund dieses Meeres seit langen Zeiträumen im Zustande säkularer Senkung befinde, und zwar wurde diese Theorie von Darwin und Dana (vergl. Dynam. Geol. Organ. Leben) auf folgende Weise begründet.

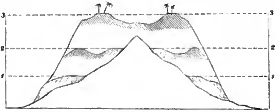


Fig. 40. Profil durch eine Koralleninsel in den einzelnen Stadien ihrer nach *Darwin* durch Senkung bedingten Entwickelung.

Die Korallentierchen, die bei dem Aufbau der Koralleninseln thätig gewesen sind, können nur bis zu einer Tiefe von 60 m unter dem Wasserspiegel leben. Trotzdem besteht das Material dieser Inseln bis zu 600, ja 1000 m Tiefe ausschließlich aus abgestorbenen Korallen. Diese müssen demnach durch Senkung aus der ihnen zum Leben angewiesenen obersten Meereszone allmählich in jene Tiefe gelangt sein. Ein solcher Vorgang zwang die sich auf den Riffen neu entwickelnden Generationen von Korallentierchen, um nicht aus ihrer Lebenssphäre gerissen, also ihrer Existenzbedingungen beraubt zu werden, zur fortwährenden Ansiedelung auf den oberen Rändern des sinkenden Korallenriffes, zwang sie also dazu, ihre Bauten statt in die Breite nach oben zu richten. Die Folge dieser Senkung und der dadurch bedingten und geleiteten Thätigkeit der Korallentierchen war die Entstehung der nach Hunderten zählenden ringförmigen Koralleninseln (Atolls). Jede derselben entspricht einer versunkenen Insel,

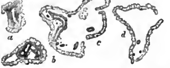


Fig. 41. Feejee Koralleninseln. *a* Goro mit Saumriff, *b* Augau mit Barriereriff, *c* Exploring Islee mit sehr entferntem Barriereriff, *d* Nanuku, eine Lagune mit einer einzigen Felsspitze. Nach *Dana*.

um welche sich die Korallentierchen angesiedelt und ursprünglich ein Saumriff aufgebaut hatten, welches sich direkt an das Ufer anlehnte (Fig. 40, 1. 1. und Fig. 41, *a*). Es begann die säkulare Senkung des Meeresgrundes und mit ihm der Insel und ihres Riffes, welches sich dadurch allmählich zu einem Barriereriff umgestaltete (Fig. 40, 2. 2. u. Fig. 41, *b*. *c*). Die Insel verschwand bei fortgesetzter Senkung unter dem Meerespiegel, die Korallentierchen hingegen hielten ihre Bauten stets in demselben Meeresniveau, so dass dieselben, mag auch ihr Untergrund in steter Senkung begriffen sein, noch immer die Oberfläche des Meeres erreichen und hier die Atolls bilden (Fig. 40, 3. 3). Die Hauptstütze dieser Theorie ist die Voraussetzung einer viele hundert Meter betragenden Mächtigkeit der Riffkalke. Neuere Forschungen bestreiten diese Annahme und suchen den Darwin'schen Schlussfolgerungen den Boden zu entziehen. Geikie, Murray, Semper, Rein und Studer glauben, submarine Vulkane und vielkuppige Gebirge oder aber massig angehäufte Ablagerungen von Foraminiferen- und Molluskenschalen als Nukleus der Korallenbauten und die allmähliche Hebung oder Erhöhung dieser Untergestelle bis in das Niveau der Korallenansiedlung für die Bildung der Riffe beanspruchen zu dürfen. In Einzelfällen mag diese Erklärung berechtigt sein, doch giebt die oben ausgeführte Theorie Darwin's immer noch für die Mehrzahl der Koralleninseln, namentlich für diejenigen, welche von ziemlich ebenem Meeresboden steil 2000 bis 4000 m hoch emporsteigen, die ungezwungenste Deutung.

Irgend eine Gesetzmäßigkeit in der geographischen Verbreitung von Hebungen und Senkungen, eine Abhängigkeit der Richtung und Stärke dieser Bewegungen von der geographischen Breite lässt sich nicht nachweisen.

§ 4. **Hebungen und Senkungen in früheren geologischen Zeiträumen.** Die Oberfläche sämtlicher Kontinente bildete in früheren geologischen Zeiträumen einen Teil des Meeresgrundes und ist erst allmählich zum Festlande emporgehoben worden. Selbst in der letzten Periode vor dem Auftreten des Menschen, in der Tertiärzeit, war z. B. der größte Teil von Deutschland noch vom Meere bedeckt. Ähnliches gilt in noch höherem Maße von ganz Europa und den übrigen Kontinenten während der noch älteren geologischen Perioden, z. B. der Trias-, Jura und Kreidezeit oder der Silur- und Devonperiode. Ganze Länder sind großenteils aus Gesteinen, welche die Reste einstiger Meeresbewohner in großer Anzahl umschließen, zusammengesetzt, weite Plateaus und Hochebenen im Inneren der Kontinente bestehen aus uralten, jetzt in Stein umgewandelten Korallenbauten, sowie aus Muschel- und Crinoidenbänken. Erst durch Hebungen wurde der mit den Tieren des Meeres gemengte ozeanische Bodensatz zum Festlande. Diese Hebung ging aber nicht gleichförmig und konstant, sondern mit Unterbrechungen durch Stillstände, ja durch inzwischen eintretende Senkungen

vor sich. An zahlreichen Erscheinungen lässt sich dieser Prozess der Niveauveränderung der alten Kontinente verfolgen. An keinem Punkte der geologisch bekannten Erde ist die Reihe der unter Mithilfe des Meeres, also aus Niederschlägen aus demselben entstandenen geschichteten Formationen eine vollständige, überall fehlen einzelne wichtige Glieder derselben, an den meisten Stellen sogar deren Mehrzahl, an vielen sind nur ein oder zwei Formationen und noch dazu nur teilweise zur Ablagerung gekommen, oft lagert die jüngste direkt auf der ältesten Formation, während alle Zwischenglieder fehlen. Solche Lücken in der Schichtenreihe entsprechen periodischen Emersionen größerer oder kleinerer Teile des damaligen Meeresgrundes über den Wasserspiegel, infolge deren zwar rings um den gehobenen Landstrich kontinuierliche Niederschläge des Meeres erfolgten, auf ihm selbst jedoch nicht stattfinden konnten. Überlagerungen dieses einstigen Festlandes durch jüngere Schichtenreihen beweisen späteres Zurücksinken des zeitweilig in das Trockene gehobenen Meeresgrundes in sein früheres Niveau. und endlich seine jetzige Lage oberhalb des Meeresspiegels eine neue Hebung.

Fernere Beweismittel stetiger Niveauveränderungen der Erdoberfläche während verflossener geologischer Perioden treten uns in der Wechsellagerung rein mariner Schichtenreihen mit Land-, Sumpf- und Süßwasserbildungen entgegen. Sandsteine und Schieferthone mit Resten von Landpflanzen und Flötzen von Steinkohle, welche aus der Verwesung von Farnen, Calamiten und Sigillarien oder von Coniferen. Cycadeen und Equiseten hervorgegangen sind, Schichten. auf welchen sich noch die Fußabdrücke der Tiere erhalten haben. die am Meeresstrande ihre Nahrung suchten, Schichten, auf welchen man noch die Wellenfurchen der Ufer uralter Ozeane, die Eindrücke vorweltlicher Regentropfen erkennt, sie werden überlagert von mächtigen Formationen, deren Reichtum an Resten von Bewohnern der See auf einen ozeanischen Ursprung derselben, also auf bedeutende und wiederholte Senkungen des vormaligen Festlandes und auf eine spätere neue Hebung desselben in sein jetziges Niveau schließen lassen.

Mit diesen zum Teil sehr ausgedehnten Hebungen und Senkungen, mit dieser sich fortwährend geltend machenden Umgestaltung der Konturen der Erdoberfläche gingen stete Veränderungen der Lokalfauna und -flora, das Verdrängtwerden der bisherigen und die Einwanderung einer benachbarten Hand in Hand. Bei eintretenden Senkungen stellten sich statt der bisherigen kontinentalen Tier- und Pflanzenwelt zuerst die Bewohner der Sümpfe ein: vor dem hereindringenden Meere verschwanden auch diese; die Organismen des Brackwassers, dann die der seichten See und noch später die des offenen Ozeanes wanderten ein. Bei Hebungen der von Wasser bedeckten Landstriche zu Festland fand die umgekehrte Reihenfolge in dem Wechsel des

organischen Lebens statt. Der Tier- und Pflanzencharakter ein und derselben Stelle der Erdoberfläche war demnach, ganz abgesehen von den mit der Zeit fortschreitenden Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, fortdauernden und durchgreifenden Wandelungen und gegenseitigen Ablösungen unterworfen. Nachstehende deutschem Boden entnommene Beispiele mögen zur Erläuterung derartiger Oszillationen während der geologischen Vorzeit dienen:

Beispiele von Oszillationen.
(Von unten zu lesen).

Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Zechstein	Lias	Untere Kreide (Hils)
Senkung		↓	↓	↓
Land	Strand-, Land-, Sumpf-, Süßwasser-Gebilde mit entsprechender Flora und Fauna =	Rotliegendes, produktive Steinkohlenformation	Keuper	Wealden
Hebung		↑	↑	↑
Meeresboden	Marine-Ablagerungen mit Meeresfauna =	Kohlenkalk	Oberer Muschel-Kalk	Oberer Jura (Kimmeridge)

Ein ferneres Anzeichen von ausgedehnten Senkungen, welche die einstmaligen Kontinente betroffen haben, ist die Transgression mariner Sedimente, d. h. das Übergreifen jüngerer Schichtenkomplexe über diejenigen älterer Perioden. So hat z. B. die obere Hälfte der Kreideformation in Deutschland und anderen Ländern eine viel größere Verbreitung als die untere und reicht über das Ablagerungsgebiet der letzteren weit hinaus. Sie dringt über deren Grenzen nach Schweden, Westfalen, Sachsen, Böhmen bis nach Regensburg; ferner bis an den Nordabhang des Riesengebirges, nach Schlesien und Mähren, also in das Gebiet viel älterer Formationen vor, woraus sich ergiebt, dass in der zweiten Hälfte der Kreideperiode eine weitausgedehnte Überflutung des damaligen Festlandes durch das jüngere Kreidemeer stattgefunden hat.

Schmick hat, ähnlich wie Chambers, Adhémar, Croll u. A., versucht, die großen Bewegungen der Erdoberfläche aus dem Starren in das Flüssige, also aus dem Festlande in das Meer zu verlegen, indem er statt Hebungen und Senkungen der Kontinentalmassen periodische Niveauveränderungen des bis jetzt als konstanter Vergleichspunkt angenommenen Meeresspiegels einführt. Neuerdings suchte auch E. Sueß darzuthun*),

*) Sueß. Antlitz der Erde. B. II. Wien 1888.

dass die vermeintlichen Schwankungen einzelner Teile der Erdoberfläche auf fortdauernde Veränderungen in der Gestalt der flüssigen Hülle der Erde, also des Ozeanes zurückzuführen seien. Er bezeichnet die vermeintlichen Senkungen als positive, die anscheinenden Hebungen der Küste als negative Verschiebungen der Strandlinie. Ihm schlossen sich namhafte Geologen an.

Es scheint jetzt festzustehen, dass die Oberfläche des Meeres nicht, wie früher angenommen, genau einem Rotationsellipsoide entspricht, sondern vielmehr in Folge der Attraktion des Wassers durch die Kontinentalmassen langsam, aber erheblich gegen die Küsten ansteigt, sich also gegen die Mitte der Ozeane senkt (Bruns, Fischer). Das Maß dieser Anziehung, und damit die Höhenlage der Strandlinie, ist naturgemäß abhängig von der Größe und Höhe, also der Masse der mit dem Meere in Berührung gelangenden Festlande. Änderungen in der Masse der letzteren müssen demnach auch solche der Attraktion auf das benachbarte Meer, also auch solche des Niveaus seiner Strandlinie hervorbringen. Als Ursachen für derartige lokale Verschiebungen der letzteren sind geltend gemacht worden: Anhäufung von Sedimenten und vulkanischen Eruptionsprodukten an den Küsten, Emporwachsen von Korallenriffen, Bildung oder aber Wegschmelzung von Eiskappen auf Küstengebirgen oder, wie in der Eiszeit, auf großen Teilen der Kontinente, Abrasion gebirgiger Küstenstriche, sowie Erosion großer Thalsysteme.*)

4. Die Bildung der Gebirge.

Litteratur.

J. D. Dana. On some results of the earths contraction from cooling. Amer. Journ. of sc. a. arts. 1873. June—Sept.

E. Sueß. Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. — Antlitz der Erde. B. I. Wien 1885.

A. Heim. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. II. Bd. Basel 1878.

§ 1. Der Prozess der Gebirgsbildung. Früher glaubte man, dass die Gebirge durch Druckkräfte erzeugt worden seien, die in radiärer Richtung von unten nach oben gewirkt hätten, und erblickte namentlich in dem Ausbruche von Eruptivgesteinen die Ursache der Hebung und Faltung der Schichten zu Gebirgsmassen (Hutton, Playfair, Beaumont, Humboldt, Buch). Erst den neueren einschlägigen Arbeiten von Favre, Dana, Baltzer und Mojsisovics, vor allem aber von Sueß und Heim

*) Penck. Schwankungen des Meeresspiegels. München 1882. — v. Drygalski. Geoiddeformationen der Eiszeit. Zeitsch. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1886. — Hergesell. in: Beiträge z. Geophys. v. Gerland. I, 69. 1887.

ist eine naturgemäßere Vorstellung von dem Prozess der Gebirgsbildung zu danken.

Im Gegensatze 1. zu den Erosionsgebirgen, welche aus einer ursprünglich plateauartigen Ebene durch die thaleinschneidende Thätigkeit der fließenden Gewässer herausmodelliert worden sind (siehe Erosion), und 2. zu den Vulkangebirgen, welche durch Hervordringen von Gesteinsmaterial aus der Erdtiefe und Anhäufung derselben über dem Eruptionskanal entstanden, also der Erdoberfläche parasitisch aufgesetzt sind (siehe S. 133), bezeichnet man 3. als tektonische Gebirge solche Gebirge, welche durch Bewegungen der Erdrinde selbst und durch die damit verbundene Umgestaltung der ursprünglichen Erdoberflächenkonturen hervorgebracht worden sind. Die verbreitetsten und gewaltigsten aller Gebirge gehören dieser Rubrik an. Die sie erzeugenden tektonischen Vorgänge können sich äußern als Einbrüche der Erdkruste, oder aber als Faltung der die letztere bildenden Schichtkomplexe. Danach unterscheidet man: Bruchgebirge und Faltengebirge.

§ 2. **Die Bruchgebirge** entstehen durch die Zerspaltung (den Bruch) eines Tafellandes und das Absinken einiger oder eines der durch die oft parallelen Spalten getrennten Bruchfelder oder Bruchzonen, während andere ihr ursprüngliches Niveau beibehalten und dadurch als Gebirge erscheinen. Dieses lokale Einbrechen und Niedersinken der Erdkruste wird verursacht durch die mit der Abkühlung des Erdinneren Hand in Hand gehende Kontraktion und Verkleinerung desselben, welcher dessen Kruste zu folgen gezwungen ist.

Das Abgleiten der einzelnen Schollen kann ein treppenförmiges sein (Staffelbruch) und kann sich auf nur einer Flanke der stehen geblie-

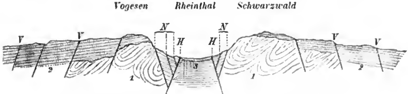


Fig. 42. Profil durch das obere Rheinthal. Nach *A. Andreae*.
Vogesen und Schwarzwald sind Horstgebirge. Das Rheinthal ist eine durch staffelförmigen Einbruch erzeugte Grabenversenkung.
1. Grundgebirge. — 2. Trias und z. T. Jura. — 3. Tertiär- und Rheindiluvium. — *H.* = Hauptspalten. — *N.* = Nebenspalten. — *V.* = Treppenförmige Verwerfungen der seitlichen Horstflanken.

benen Scholle vollzogen haben (einseitiges Bruchgebirge), oder auf beiden Seiten der festbleibenden Mittelzone von statten gegangen sein (Horstgebirge). Senken sich die zwischen zwei stehen bleibenden Horsten gelegenen Bruchzonen einfach oder staffelförmig in die Tiefe, so entsteht eine Grabenversenkung (Rheinthal zwischen Schwarzwald und Vogesen, siehe Fig. 42).

§ 3. **Die Faltengebirge** bestehen aus Faltensystemen der äußersten Krustenteile, welche durch Horizontalschub in der Erdrinde hervorgebracht worden sind (s. Fig. 43 und 44). Die Ursache dieses seitlichen, erd-

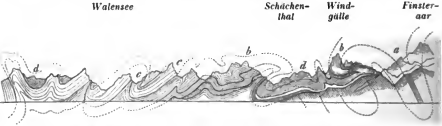


Fig. 43. **Faltengebirge.** Profil durch den Nordabfall der Zentralalpen. Nach *Heim.* *a* Gneiß, krystallinische Schiefer etc.; *b* Jura; *c* Kreide; *d* Eocän.

pheripherischen Druckes, welcher die Schichten der Erdkruste zur Faltung und Runzelung zwang, liegt ebenfalls in der fortdauernden Abkühlung und Kontraktion der Kernmasse der Erde. Glättet man in Gedanken die Faltengebirge wieder aus, so erhält man ein Zuviel von Erdkruste, so z. B. beim Jura einen Streifen von 5000—5300 m, bei den Alpen etwa 120000 m. Da die zu diesen Gebirgen gefalteten Schichten ursprünglich horizontal abgelagert waren, so war die vor ihnen von ihrer Faltung ein-



Fig. 44. **Faltengebirge.** Profil durch den westlichen Jura. Nach *Choffat* u. *Heim.* *a* Trias; *b* Jura; *c* Kreide.

genommene Fläche um die genannten Beträge breiter und ist durch Zusammenschub um ebensoviel vermindert worden. Da Gleiches von allen übrigen Faltengebirgen gilt, so war die gesamte Erdoberfläche und somit der Erdumfang vor ihrer Ablagerung größer als jetzt, und zwar um so viel, als sich beim Ausglätten sämtlicher Falten Überschuss ergeben würde. Diese Verkleinerung der Erde lässt sich nur durch Abkühlung und Kontraktion ihres Inneren erklären. Wie die Haut eines austrocknenden Apfels allmählich für denselben zu groß wird, sich runzelt und dem schwindenden Fleische nachsinkt, so musste sich auch die Erdrinde verhalten. Wird sie für ihren Kern zu groß, so strebt sie, ihm infolge ihrer Schwere nach zu sinken. Da sie sich aber wie ein geschlossenes Gewölbe verhält, so wird sich das zentripetal wirkende Gewicht in einen tangentialen Druck umsetzen, und infolge dessen irgendwo ein oberflächliches Ausweichen in Form einer Falte eintreten. Sie ist die schwache Stelle geworden, an welcher die ganze Last der betreffenden Zone der Erdschale sich nun als Horizontalschub äußert. Es türmt sich nach außen eine zweite, dann eine dritte Falte auf, denen

später noch andere folgen können, während gleichzeitig das Gesamtniveau der Oberfläche um etwas sinkt. Die so entstehenden Falten können sich auch bei gleichem Maße des Zusammenschubes bald dicht gedrängt scharen, bald weiter aus einander treten, bald sich fächerförmig zerstreuen.

Da der Horizontaldruck sich in einem großen Teile der Erdrinde gleichförmig verbreiten muss, so kann er gleichzeitig an verschiedenen, von einander entfernten, besonders schwachen, deshalb zum Ausweichen geneigten Stellen der letzteren Faltungen erzeugen, welche senkrecht zu dem stattfindenden Schub aufgeworfen werden und deshalb oft einander parallel verlaufen.

Auch die sog. Zentralmassive (Kernzonen), welchen ältere Forscher geneigt waren, eine aktive Rolle bei Entstehung der Alpen und anderer Hochgebirge zuzuschreiben, sind nichts als Systeme von durch die sie ursprünglich überlagernden Schichten hindurch, empor und dicht an einander gepressten Falten der krystallinischen Schiefer. Kettengebirge mit solchen Zentralmassiven sind intensiver gefältelte Stellen, solche ohne Zentralmassive weniger gefaltete Stücke der Erdrinde. Zugleich ist dort die Verwitterung und Denudation bereits so weit fortgeschritten, dass sie diese besonders hoch aufgestauten Faltengruppen bis auf die krystallinischen Schiefer und die sie durchsetzenden ältesten Eruptivgesteine bloßgelegt hat.

§ 4. **Asymmetrischer Bau der Faltengebirge.** Eine ganz charakteristische Eigenschaft der Faltengebirge ist ihr einseitiger, asymmetrischer (heteromorpher) Bau, d. h. die Verschiedenheit in der Architektonik, die geologische Ungleichwertigkeit ihrer beiden Flanken. Und zwar besteht dann die eine oft convex verlaufende äußere Zone, die der Faltung und Stauung, aus mehr oder weniger steilen, sich nach außen verflachenden Falten, während auf der anderen, inneren, oft konkaven Seite (der Bruchzone) Zerreißungen, Senkungen, Brüche und Spaltenbildungen stattgefunden zu haben pflegen, auf welchen letzteren sich vulkanische Erscheinungen (Eruptionen von glutflüssigem Gesteinsmaterial, heiße Quellen, Erdbeben) geltend gemacht haben und zum Teil noch bethätigen. In anderen Fällen beschränkt sich die Asymmetrie darauf, dass sich ein allmählich flacher werdendes Faltensystem nur an eine Seite der intensivst gefalteten



Fig. 45. Profil durch die Alleghanies in Nordamerika.
1 Miocän; 2 Eocän; 3 Kreide; 4 New red Sandstone; 5 Steinkohlenformation; 6 Devon; 7 Silur; 8 Gneiß- und Glimmerschieferformation.

Zone anschließt, sowie darauf, dass dessen Einzelfalten nach dieser Richtung überhängen. Eine solche Einseitigkeit bekundet sich z. B. im Bau der

Alpen und des Jura; bei beiden liegt der Steilabfall auf der Südseite, die nördlichen Falten hingegen werden stufenweise nach außen niedriger und hängen zum größeren Teile nach N über. Der Apennin wendet seine gefaltete Flanke der Adria zu, — auf der inneren Bruchlinie der Karpathen sind die vulkanischen Massen des Eperies-Tokayer Trachytgebirges hervorgedrungen, das Erzgebirge besteht aus drei sich nach NW verflachenden Falten, während sich an seinem südlichen Steilabsturze die Vulkandome Nordböhmens aufgebaut haben und noch heute Thermen hervordringen. Auch der Ural, das Alleghanysystem und viele andere Gebirge zeigen deutliche Asymmetrie in ihrem Bau (s. Fig. 44 und 45).

§ 5. **Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfgebirge.** Überall dort, wo die fortschreitende Faltung der Schichten auf ältere Gebirgsmassen traf, wurden die sich aufwerfenden Falten an letzteren von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt, indem sie dem sich entgegenstellenden Hindernisse auswichen, sich abbogen und um dasselbe herumzogen. So stauten sich die sonst nordöstlich streichenden Falten der Juraketten an den vorliegenden älteren Vogesen und dem Schwarzwalde, drängten sich an diesen enger zusammen und nahmen eine west-östliche Richtung an. Noch augenfälliger ist die Ablenkung der nördlichen Falten der Ostalpen und ihrer Fortsetzung, der Karpathen, an dem gegen sie vorspringenden böhmischen Urgebirgsmassiv.

Durch den Zusammenschub der Schichten zu Falten wird die Veranlassung zur Bildung von Spalten gegeben, welche an Stellen der größten Spannung aufreißen. Auf diesen Klüften, welche entweder parallel zur Richtung der Falten, also auch der Gebirge, oder aber quer durch diese verlaufen, oder endlich radiär dieselben durchstrahlen, pflegen sich Verschiebungen der durch sie getrennten Gebirgsteile zu vollziehen (einfache Verwerfungen, Staffelbrüche, Kesselbrüche, s. d.), mit denen dann wieder Erdbeben in Verbindung stehen können. Viele dieser Spalten haben vulkanischen Massen zum Austritte gedient, andere sind später von Absätzen aus wässerigen Lösungen ausgefüllt worden und haben dadurch die Gestalt von Gesteins-, Mineral- und Erzgängen erhalten.

Der Faltenwurf, der aus der Runzelung der oberflächlichen Teile der Erdrinde hervorgeht, stellt jedoch bei weitem kein fertiges Gebirge, sondern vielmehr nur eine noch ungegliederte Masse dar, aus welcher die einzelnen Berge, Thäler, Schluchten und Grate erst durch langandauernde Verwitterung, Erosion und Denudation, also durch die Thätigkeit des Wassers und der Atmosphärilien, herausmodelliert werden, wie dies in späteren Abschnitten gezeigt werden soll. Setzt sich diese Abtragung durch lange Perioden fort, so verfallen die Gebirge dem Schicksale der Vernichtung und Nivellierung. Sie werden zu flachen Hügelländern (Rumpfgebirge), welche nur noch durch ihre komplizierte innere Tektonik auf ihre einstige

Natur als hohe Faltengebirge hinweisen (rheinisches Schiefergebirge, bayrisch-böhmisches Grenzgebirge, Bretagne).

§ 6. **Biegsamkeit der Gesteinsschichten.** Zur Erklärung der oft höchst komplizierten Windungen, Biegungen und Fältelungen, welche die festen, anscheinend spröden Gesteinsschichten infolge gebirgsbildenden Schubes erlitten haben, nimmt man mit Heim l. c. zweierlei Vorgänge an. 1) Bei der Umformung der Gesteine durch Bruch bewegt sich das sich zu Falten biegende Gestein nicht als mechanische Einheit, sondern es vollzieht sich eine oft bis ins kleinste gehende Zerteilung desselben durch Klüfte, Sprünge und Rutschflächen in Fragmente. Diese letzteren verschieben und verstellen sich, soweit als es die Ausgleichung der von den gebirgsfaltenden Kräften erzeugten Spannungen erfordert, und werden dann in gegenseitig veränderter Lage durch Sekretion wieder verkittet. 2) Die Umformung ohne Bruch beruht nach Heim darauf, dass sich die Moleküle der gewöhnlich starren Gesteine unter hochgradiger Belastung verschieben können, dass, mit anderen Worten, die Gesteine plastisch werden. Nun sind in einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinsteilchen wirkt. Dadurch seien dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch den langsam wirkenden gebirgsbildenden Schub hinzu, so tritt die mechanische Umformung ohne Bruch ein. Eine gewisse Unterstützung finden diese Anschauungen u. a. durch die Experimente Spring's und Kick's, welcher erstere Feilspäne oder Pulver von Blei, Wismuth, Zinn, Zink, Aluminium, Kupfer, Antimon, Platin, Schwefel, Mangansuperoxyd durch einen Druck von 2000 bis 6000 Atmosphären zu einheitlichen Blöcken, zum Teil mit krystallinem Bruche umgestaltete. Kick deformierte unter hohem Druck in eiserne Hülsen eingeschlossene Marmorcylinder, welche sich dabei wie plastische Massen verhielten.

Nach der Ansicht anderer Forscher lässt sich die Schichtenbiegung ausschließlich auf Umformung mit Bruch zurückführen, also durch kontinuierliche innere Zertrümmerung des Gesteines, Verschiebung der oft mikroskopischen Fragmente und Wiederverkittung derselben erklären.

§ 7. **Transversale Schieferung.***) Die falsche oder transversale Schieferung besteht darin, dass die schieferige Struktur und damit verbundene Spaltbarkeit des Gesteines und zwar namentlich der paläozoischen Thonschiefer und Grauwackenschiefer nicht der Schichtung parallel läuft,

*) H. Loretz. Über Schieferung. Jahresber. d. Senckenbg. naturf. Ges. 1879/80. — Ders. Über Transversalschieferung. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882. S. 258. — A. Heim. Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Bd. II. S. 51—72.

sondern die Schichten unter einem größeren oder kleineren Winkel durchschneidet Fig. 46). Die falsche Schieferung ist zuweilen so vollkommen ausgebildet, dass die ursprüngliche Schichtung durchaus verwischt und es nur dann möglich wird, letztere als solche zu erkennen und von ersterer zu unterscheiden, wenn ein der Schichtung stets entsprechender Wechsel



Fig. 46. Transversale Schieferung.

von verschiedenartigem Gesteinsmateriale oder verschiedener Farbe die nötigen Anhaltspunkte giebt. Die falsche Schieferung lässt sich nicht selten in erstaunlicher Beständigkeit und Regelmäßigkeit durch ganze Schichtensysteme und ausgedehnte Gebirgsketten verfolgen, ohne in ihrer Richtung irgendwie von der Neigung der Schichten beeinflusst zu werden. Mögen auch letztere zu den kompliziertesten Sätteln und Mulden zusammengefaltet sein, die Richtung und Neigung, unter welcher die falsche Schieferung die Gesteinsreihe durchsetzt, bleibt dieselbe. Nur ein Zusammenhang existiert zwischen ihr und der Schichtenlage und besteht darin, dass die falsche Schieferung an derartige Faltungen und Stauchungen gebunden ist, und mit beiden stets ungefähr dieselbe Streichungsrichtung behauptet, woraus sich ergiebt, das die Ursache der Schichtenfaltung und der falschen Schieferung identisch ist. Und zwar ist sie das Resultat einer durch den faltenwerfenden und gebirgsbildenden seitlichen Druck verursachten Richtungsveränderung der kleinsten Teilchen, infolge deren sich letztere rechtwinkelig auf die Richtung des Druckes stellten. Das Experiment bestätigt diese Annahme.*) Man knetete Schüppchen von Eisenglimmer in plastischen Thon, so dass sie in demselben regellos verteilt waren, und unterwarf diese Thonmasse einem starken einseitigen Drucke. Dieser hatte zur Folge, dass alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung anordneten. Auch reiner Ziegelthon, Stearin und Wachs nahmen bei starker Pressung feinschieferige Struktur an. Die blau und weiße Bänderung des Gletschereises, bedingt durch abwechselnd luftfreie und an Luftbläschen reiche Eislagen, welche nicht selten die Schichtungslinien der Gletscher rechtwinkelig durchschneidet, ist eine ganz ähnliche, durch Gletscherpressung hervorgerufene Erscheinung. Als Folge zweier Druckkräfte, die sich gleichzeitig von zwei Seiten her äußern, kann eine Art Faserung oder Griffelung der Schiefermasse erzeugt werden, so z. B. bei den untersilurischen Griffelschiefern Thüringens.

§ 8. **Dynamometamorphismus.** Die häufig gemachte Beobachtung,

*) A. Daubrée. Experimental-Geologie. Deutsch von A. Gurlt. 1880. S. 311.

dass die Krystallinität der Schiefergesteine in gleichem Schritte mit dem Grade der Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wächst, weist darauf hin, dass die gebirgsbildende Kraft die Ursache metamorphischer Erscheinungen sein kann, — d. h. dass ganze Komplexe nicht krystalliner Sedimentgesteine infolge seitlichen Druckes, welchem sie bei der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, eine mehr oder weniger krystallinische Beschaffenheit annehmen können (Lossen, Baltzer, Heim). Dies bestätigt sich durch die soeben angeführten Experimente Spring's, welcher nicht nur Pulver von Metallen und Oxyden unter hohem Drucke in einheitliche, zum Teil krystalline Massen umwandelte, sondern auch auf dem nämlichen Wege z. B. aus einem Gemenge von Kupfer-Feilspänen und grobem Schwefelpulver schwarzen, krystallinischen Kupferglanz produzierte und dadurch experimentell bewies, welche Bedeutung auch dem gebirgsbildenden Drucke auf chemische Prozesse innerhalb der zusammengepressten, in Faltung begriffenen Gesteine zukommt. Man hat die auf solche Weise erzeugten Gesteinsumwandlungen als tektonischen, Dislokations-, Stauungs- oder Dynamometamorphismus bezeichnet.

Hierher gehört beispielsweise die Umwandlung des gemeinen alpinen Jurakalkes in Marmor an Stellen stärkster Biegung und Ausquetschung (Tödi nach Heim, Finsteraarhorn, Jungfrau nach Baltzer), sowie diejenige der jurassischen Thon- und Mergelschiefer in glimmer- und chlorit-, z. T. auch granat-, cyanit- und staurolithführende Phyllite innerhalb mehrerer stark zusammengeschobenen Mulden der Zentralalpen (bei Fontana und an der Nufenen mit Belemniten). Nach Foullon und Vacek ist das Obersilur der Radstädter Tauern in lokal noch organische Reste enthaltende phyllitische Muscovitschiefer mit Einlagerungen von Amphibolschiefern, Gneißen und Chloritoidschiefern, — nach Stur, Toula und Foullon das Subkarbon der nordischen Zentralalpen in Chloritoidschiefer, Thonglimmerschiefer, Phyllitgneiße und Graphit umgewandelt, letzterer noch mit Erhaltung der charakteristischen Kulmflora. Nach Liebe sind Devon- und Kulmschiefer Ostthüringens durch Druckwirkung lokal in phyllitartige oder sericitische Schiefer verändert. Besonders aber wies Lossen im Harz und Taunus die umgestaltende Einwirkung des Stauungsmetamorphismus auf paläozoische Schichtgesteine und die ihnen eingeschalteten Tuff- und Eruptivlager nach (Umwandlung von normalen unterdevonischen Thonschiefern in phyllitische, sericitreiche bis gneißartige Gesteine, von Diabasen in flaserige bis schieferige z. T. uralitische Gebilde). Reusch beschrieb von der Halbinsel Bergen in Norwegen mächtige Komplexe von Thon- und Kalkglimmerschiefern, Muscovit-, Hornblende- und Chloritschiefern mit Einlagerungen von Gabbro, Gneiß, Granuliten und Konglomeraten, welche z. T. direkt im Glimmerschiefer organische Reste des Obersilurs enthalten, als eine metamorphische Fazies des letzteren u. s. w.

Dynamometamorphismus von Eruptivgesteinen. Massige Gesteine wie Granit, Syenit und Porphyre können an Stellen, wo sie besonders starken tektonischen Druckwirkungen ausgesetzt waren, flaserige bis schieferige Struktur und dadurch einen äußerlich gewissen Gneißen und krystallinen Schiefern ähnlichen Habitus annehmen. Diese Umgestaltung beruht auf Umformung mit Bruch, also auf Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile und gegenseitiger Verschiebung (Streckung) der Zertrümmerungsprodukte, ein Vorgang, welcher in der mikroskopischen Kataklas- oder Mikrobreccienstruktur der auf solche Weise metamorphosierten Gesteine seinen Ausdruck findet. Zunächst erweisen sich die Glimmerlamellen gestaucht, geknickt und gebogen, gleichzeitig sind die Quarze und Feldspäte peripherisch, in einem späteren Stadium durch und durch zu minimalsten eckigen Körnern und Splittern zerdrückt, was sich besonders an den Plagioklasen durch Verwerfungen und Verschiebungen der Zwillingsstreifung der erzeugten Fragmente kundgiebt. Mit diesem mechanischen Prozesse geht die Neubildung von Quarz, Sericit, Muscovit oder Chlorit Hand in Hand. Derartig deformierte Quarzporphyre sind die Porphyroide und schieferigen Porphyre Westfalens, Thüringens, Belgiens, sowie an der Windgälle und am Montblanc. Ebenso ergaben sich die Protogingneiße als Alpengranite, welche durch Gebirgsdruck eine Art Schieferung angenomman haben, wobei zugleich der Biotit in feinschuppigen Chlorit umgewandelt wurde. Der Lausitzer Granit ist innerhalb gewisser Druckzonen in hornschiefer- ja phyllitähnliche Komplexe, diese durchweg mit der charakteristischen Kataklasstruktur deformirt worden. Die von Lehmann, Lossen, Schenck*) u. a. beschriebene Dynamometamorphose von Augitgesteinen (Gabbro, Diabas) vollzieht sich außer durch Zertrümmerung und z. T. auch Entkalkung der Plagioklase, wesentlich durch Umsetzung der pyroxenischen Gemengteile in uralitischen, aktinolithischen oder kompakten, grünen oder braunen Amphibol, dessen Individuen sich filzig, flaserig, strähnig oder gestreckt anordnen und so zugleich eine gewisse Flaserung und Schieferung des metamorphischen Hornblendegesteines erzeugen können (Flasergabbro, Flaserdiabas, chloritische Amphibolschiefer, grüne Schiefer).

§ 9. **Entstehung der Kontinente.** Wie die Gebirge, so verdanken auch die Kontinente der Kontraktion des Erdinneren ihren Ursprung. Auf S. 18 ist gezeigt worden, dass die Kontinente breite, ebene Plateaus sind, welche sich im Durchschnitte 3400 m über den Meeresgrund erheben. Aus der Abhängigkeit des Verlaufes und der Vertikalkonturen der Gebirge

*) J. Lehmann. Untersuchungen ü. d. Entsteh. d. altkryst. Schiefergest. (Bonn 1884. — K. A. Lossen. Jahrb. d. k. pr. geolog. La. 1883. S. 619 u. 1884 S. 525. — J. Roth. Allgem. Geologie III. 1890. S. 181. — Die beiden letzteren mit speziellem Litteraturverzeichnis. — G. H. Williams. Bull. of the U. St. geol. Surv. Nr. 62. Washington 1890. S. 34 u. f. (mit vollst. Litteratur).

von den Kontinentalumrissen ergiebt es sich, dass die Gestaltung der Festlandsmassen sich eher vollzogen hat, als diejenige der Gebirge. Heim u. A. stellen sich ihre Bildung etwa wie folgt vor: Durch Kontraktion des Erdinneren wird die Kruste für den Kern zu groß, sie sinkt stellenweise ein (Bruchfelder, Senkungsfelder), in den entstandenen Vertiefungen konnten sich die Wasser ansammeln (Ozeane). Zwischen den nachsinkenden Schollen bleiben andere in die Höhe gestaut, durch andauernde Seitenpressung werden sie zu weiten Gewölben, den Kontinenten. Durch die Tendenz der letzteren, auch nachzusinken, entsteht nun innerhalb derselben ein starker Zusammenschub, welcher zur Stauung von Faltengebirgen und zwar namentlich an den durch Biegung schon geschwächten Kontinentalrändern führen wird. Mit dieser weit wellenförmigen Kontinentalfaltung, sowie mit der späteren Gebirgsfältelung stehen Zerberstungen der Erdrinde in Zusammenhang, auf denen Laven hervordringen können, — daher die Lage der Vulkane an den Rändern der Festlandsmassen und auf Bruchlinien längs der Gebirge.

Kontinente, Senkungsfelder, Faltengebirge, Bruchgebirge und Bruchzonen, Vulkane und Erdbeben sind demnach nur verschiedenartige Äußerungen eines einheitlichen Vorganges, nämlich der fortschreitenden Kontraktion des sich abkühlenden Erdinneren. Heim hat berechnet, dass eine Abkühlung des letzteren von 200° genüge, um eine Gebirgsfaltung, wie diejenige der Alpen, eine Abkühlung von 500° aber, um auf einem größten Kreise der Erde drei Gebirge wie die Alpen oder ziemlich alle Gebirge der Erde aufzutürmen. Mit dieser Faltung war eine Verkleinerung des Erdumfanges um etwa 360 000 m verbunden, d. h. um 0,89 Prozent oder das 0,009 fache des Umfanges. Es betrug der mittlere Erdradius vor jener Faltung 6 427 000 m, — nach ihr nur noch 6 370 000 m. Während der Fältelung der Gebirge rückte demnach die übrige Erdrinde dem Erdmittelpunkte im Durchschnitte um etwa 57 000 m näher. Da sich dieses Nachsinken ungleichförmig vollzog, so hatte es die Bildung der ozeanischen Becken und der Kontinentalgewölbe im Gefolge.

5. Erdbeben.

Litteratur:

J. W. u. R. Mallet. Earthquake Catalogue. London 1858.

K. E. Kluge. Über die Ursachen der in den Jahren 1850 bis 1857 stattgefundenen Erderschütterungen. Stuttgart 1861. (Supplement z. N. Jahrb. f. Min.)

R. Mallet. The great Neapolitan Earthquake of 1857. London 1862.

K. von Seebach. Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873.

C. W. C. Fuchs. Berichte über die vulkan. Erscheinungen d. Erde in den Jahren 1865 bis 71. N. J. f. Min. in den Jahrg. 1866 bis 72. Von 1873 an in Tschermak's min. Mitteil. — Derselbe: Statistik d. Erdb. v. 1865—1885. Wien 1886.

J. F. Schmidt, Studien über Erdbeben. Leipzig 1875 und 79.
Ed. Sueß. Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XXXIII. 1873. Die Erdbeben des südl. Italien. Ebend. Bd. XXXIV. 1874. — Antlitz der Erde. I. 1885. S. 99 u. 227.
R. Hoernes. Erdbebenstudien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878. S. 387.
A. Heim. Die Erdbeben und deren Beobachtung. Zürich 1879. Ders. Die schweiz. Erdbeben 1879, 80 und 81. Bern 1881 u. 82.
Transactions of the seismological Society of Japan. Tokio. Seit 1880.

§ 1. **Begriff derselben.** Der Mensch ist gewöhnt, die Erdkruste als etwas starres, unbewegliches zu betrachten, und nennt den Boden, auf dem er wandelt, Erdfeste. Allein fast von Tag zu Tag wiederholen sich Erscheinungen, welche, obwohl sich nur selten zu entsetzlicher Furchtbarkeit steigernd, den Irrtum, der in jener Bezeichnung liegt, vor ihm aufdecken sollten. Es sind dies die Erdstöße. Nicht als ob sie ausnahmsweise Paroxysmen wären, es sind vielmehr Erscheinungen, welche sich zweifelsohne fortwährend an irgend einem Punkte der Erde, bald hier, bald dort geltend machen, fast täglich beobachtet werden und auch Deutschland nicht fremd sind. Glücklicherweise nur selten steigern sie sich zu den furchtbarsten der irdischen Schrecknisse, den Erdbeben.

Erdbeben sind Erschütterungen und Schwingungen des Erdbodens, welche ihre Ursache unter der Erdoberfläche haben.

§ 2. **Art und Weise der Bewegung des Bodens.** Die Bewegung, welche durch einen unterirdischen Stoß erzeugt, von den Gesteinen fortgepflanzt und der Erdoberfläche mitgeteilt wird, äußert sich an letzterer sowohl in sehr verschiedener Stärke, wie auf sehr verschiedene Art und Weise. Zwischen schwächstem Erzittern und heftigster Bewegung kommen alle Grade der Bodenerschütterung vor. Die häufigsten und ungefährlichsten der hierher gehörigen Erscheinungen sind die Erzitterungen des Erdbodens, wie sie sich u. a. auch in Zusammenhang mit Eruptionen der Vulkane fühlbar machen, aber erst bei den heftigeren Erdbeben tritt die Art der Bewegung der einzelnen Teile der Erdoberfläche deutlicher hervor. In den meisten Fällen ist dieselbe eine wellenförmig schwankende (undulatorische) und kann so intensiv sein, dass sie dem Auge wahrnehmbar wird und dieselbe Empfindung wie die unruhige See hervorruft. So neigten sich beim calabrischen Erdbeben 1783 die Bäume so stark, dass die Äste am Boden anschlugen und zerbrachen. An langen Baumreihen konnte man von weitem das Fortschreiten der Welle sehen. In Missouri schwankten 1811 die Wälder wie Kornfelder im Sturmwinde. Bei Battang in China schwankte 1870 der Boden erst wie ein ruhiges, dann wie ein vom Sturme gepeitschtes Meer. Am 26. März 1812 glich der Boden von Caracas einer heftig siedenden Flüssigkeit. Succussorische Erdbeben machen sich in senkrecht oder steil von unten nach oben gerichteten Stößen fühlbar. Sie wirken außer-

ordentlich zerstörend, schleudern Häuser aus ihren Fundamenten empor und machen Felsblöcke auf- und niederspringen. So hüpften 1783 in Calabrien die Gipfel der Granitberge auf und nieder, Häuser und Menschen wurden in die Höhe geschnellt, die Steine des Straßenpflasters flogen wie Geschosse in die Luft. In Riobamba wurden 1797 die Leichen aus den Gräbern geschleudert; die Menschen, zu Hunderten in die Höhe geworfen, fielen tot auf einem Hügel jenseits des Flusses nieder. In Chili wurde ein tief eingerammter Fahnenmastbaum herausgeworfen.

§ 3. **Wirkung der Erdbeben.** Heftige Erdbeben gehören zu den zerstörendsten Naturereignissen. Wenige Stöße genügen, um Tausende von Gebäuden in Trümmerhaufen zu verwandeln und Tausende von Menschen zu vernichten. Die Zerstörung von Mendoza durch das Erdbeben von 1861, das furchtbarste der Neuzeit, war innerhalb einer einzigen Minute vollendet, — am 26. März 1812 kamen in wenig Minuten mehr als 20 000 Menschen durch das Erdbeben von Caracas um, — ein einziger, der erste Stoß des calabrischen Erdbebens (1783) verwandelte den größten Teil der Häuser aller Städte und Dörfer seines Erschütterungskreises in Schutthaufen. Am 28. Juli 1883 fielen auf Ischia einem plötzlichen Erdstoße gegen 2400 Menschen zum Opfer. Sehr verderblich äußern sich auch die Wirkungen der Erdbeben dadurch, dass sich Erd- und Felsmassen von den Bergen loslösen, in die Thäler stürzen und dadurch Flüsse in ihrem Laufe hemmen und zu Überschwemmungen zwingen können. So stürzten z. B. bei dem phokischen Erdbeben 1870 Felsprismen von 100 bis 140 m Länge und 20 bis 25 m Dicke aus der Wand der Phädriaden oberhalb Delphi in die Tiefe.

Spaltenbildungen sind häufige Folgen der wellenförmigen Bewegung der Erdoberfläche. Die Spalten, von schmalen Rissen bis zu breiten, kilometerlangen Klüften, haben meist einen geradlinigen, bisweilen einen zickzackförmigen, selten einen krummlinigen Verlauf, entstehen oft in sehr großer Anzahl, schließen sich jedoch zum Teil direkt wieder, indem sie alles, was sie in ihrem Schlunde verschlungen, zerquetschen. Die geöffnet bleibenden Spalten zeigen sehr häufig einen auffallenden Parallelismus, in anderen Fällen laufen sie strahlenförmig von einem gemeinsamen Mittelpunkte aus (Fig. 47), in noch anderen trat zugleich eine Verwerfung der Gesteinslagen ein, sodass die eine Seite der Spalte gehoben, die andere gesenkt wurde. So zerbarst bei dem Erdbeben von Calabrien ein dickmaueriger Turm durch eine vertikale Spalte in zwei Hälften, von welchen die eine an der anderen 5 m hoch aufwärts geschoben wurde. Mit diesen Spaltenbildungen stehen zuweilen gewaltsame Ausbrüche von Gasen, Wasser und Schlamm in Verbindung, was darin begründet ist, dass unterirdische wasserreiche Schichten, sowie Gas- und Wasseransammlungen durch die Erschütterungen der Erdkruste eine starke Kompression

und Spannung erleiden, infolge deren sie beim Bersten der darüber befindlichen Erdschicht mit Gewalt zu Tage dringen und schlammvulkanähnliche Gebilde hervorbringen können, so 1861 am Golf von Ägina, 1880 bei Agram u. s. w.



Fig. 47. Radiärspalten, aufgerissen durch das calabrische Erdbeben i. J. 1783

Die Erdbeben werden meist von donnerndem, krachendem oder rasselndem unterirdischem Geräusch begleitet.

§ 4. Fortpflanzungsweise der Erdbeben. Ihr Ursprungsort. Die von einem unterirdischen Punkte ausgehende Erschütterung des Bodens kann sich in der Weise über weite Landstriche ausbreiten, dass sie sich entweder allseitig oder nach einer Richtung hin fortpflanzt. In ersterem Falle nennt man die Erdbeben zentrale, in letzterem lineare. Bei zentralen Erdbeben breiten sich dessen Wellen allseitig in radialen Richtungen, also nach Art durch einen ins Wasser geworfenen Stein entstandener Wellen in sich erweiternden konzentrischen Kreisen aus, in welchen die Intensität der Bewegung mit der Entfernung vom Mittelpunkte abnimmt. Es wird sonach der erschütterte Landstrich innerhalb annähernd kreisförmiger Konturen fallen und deshalb als Erschütterungskreis bezeichnet. Bei sich öfters wiederholenden Stößen verändert das Erschütterungszentrum nicht selten seine ursprüngliche Stellung und rückt in einer bestimmten Richtung fort. Derartige zentrale Erdbeben waren die von Lissabon im Jahre 1755, von Calabrien 1783, in den Rheinlanden 1828 und 1846, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 u. a. Die linearen Erdbeben pflanzen sich nur nach einer oder nach zwei Richtungen innerhalb eines langen, schmalen, beiderseits von Bruchlinien oder Spalten begrenzten Landstriches fort, den man Erschütterungszone nennt und welcher meist durch den Verlauf eines Gebirgszuges oder einer Meeresküste bestimmt wird. Die Erdbeben Südamerikas beschränken sich gewöhnlich auf die Zone zwischen der west-

lichen Küste des Kontinentes und den Andes, sowie auf die Nordseite der Küstenketten von Venezuela und Neu-Granada.

Die systematische Untersuchung eines Erdbebens beruht auf Beobachtung seiner Stoßrichtungen oder aber des Zeitpunktes seines Eintrittes an thunlichst zahlreichen Punkten. Zur Feststellung der Fortpflanzungsrichtung dienen die als Seismographen bezeichneten Instrumente (z. B. Cacciatore's und Lepsius' Quecksilber-Seismograph, Mallet's Säulen-Seismograph).

J. Schmidt, Hopkins, Mallet, v. Seebach, v. Lasaulx, Höfer u. A. haben die auf eine Anzahl von Erdbeben bezüglichen Elemente durch Rechnung klar gelegt. Mallet ging bei seiner Bearbeitung des neapolitanischen Erdbebens von 1857 von der Beobachtung der Lage und Richtung der Risse und Spalten in Mauern, sowie umgestoßener und herabgeworfener Gegenstände aus und berechnete danach die Winkel, in welchen der Erdbebenstoß jene Punkte getroffen haben musste (Emersionswinkel), und aus diesen den Erdbebenursprungsort (Zentrum), und den Oberflächenmittelpunkt des Erdbebenkreises (Epizentrum). K. v. Seebach versuchte, die Tiefe des Zentrums, Lage des Epizentrums, Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Zeit des ersten Anstoßes eines Erdbebens aus der Zeit, zu welcher die Erdbebenbewegung an möglichst zahlreichen Orten beobachtet wurde, abzuleiten. Aus der Verbindung aller genau zu gleicher Zeit von der sich ausbreitenden Erdbebenwelle betroffenen Punkte resultieren ungefähr konzentrische Ringe, die Homoseisten; aus ihren Zeitdifferenzen ergeben sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Entstehungszeit, aus ihrem gemeinsamen Mittelpunkt das Epizentrum des Erdbebens, unter welchem das Zentrum zu suchen ist. Zur Zeitbestimmung der eintretenden Erderschütterungen dient Lasaulx' Seismochronograph.

Das wichtigste Resultat, welches man aus den einschlägigen bis jetzt vorgenommenen Berechnungen zu ziehen versucht hat, ist das, dass der Ausgangspunkt der betreffenden Erdbeben (deren Zentrum) in verhältnismäßig unbedeutender Tiefe, jedenfalls nicht auf der Grenze zwischen glutflüssigem Erdinneren und der Erdkruste zu suchen sei. Nach Mallet liegt der Ursprungsort des neapolitanischen Erdbebens von 1857 in einer Tiefe von etwa $1\frac{1}{2}$ geogr. Meilen, nach von Seebach derjenige des mitteldeutschen Erdbebens von 1872 2,4 geogr. Meilen unter der Erdoberfläche, nach Höfer derjenige des Erdbebens von Belluno (1872) in etwas über 1 geogr. Meile Tiefe, und endlich nach v. Lasaulx auch derjenige der Erdbeben von Herzogenrath in verhältnismäßig unbedeutender Tiefe, nämlich im Niveau der älteren sedimentären Formationen in bis vielleicht 3,6 Meilen Tiefe. Viel bedeutungsvoller sind jedoch die innigen Beziehungen, welche man neuerdings zwischen zahlreichen Erdbeben und dem Gebirgsbau, namentlich großen Dislokationslinien konstatiert hat. (Vergl. § 8.)

§ 5. **Abhängigkeit der Erdbebenwirkung von dem geognostischen Untergrunde.** Die Fähigkeit des Bodens, die lokalen Erschütterungen weiter fortzupflanzen, beruht sowohl auf der petrographischen Beschaffenheit desselben, wie auf seinem geologischen Bau. Es ist offenbar, dass in der Intensität und der Ausdehnung der Erschütterungen auffällige Unterschiede hervortreten, je nachdem der Untergrund aus lockeren oder festen, massigen oder geschichteten, zerklüfteten oder stetig ausgedehnten Gesteinsmassen besteht, je nachdem er einförmig von ein und demselben Gesteine oder von verschiedenartigen, wechselnden Felsarten gebildet wird. In Gebieten von zusammenhängenden, festen und gleichartigen Gesteinsmassen werden sich die Erschütterungen des Bodens gleichförmig und weithin fortpflanzen, während sie sich da, wo der Boden oberflächlich aus losem Sande und Gerölle oder aus zerklüfteten Gesteinen besteht, in ungleichmäßiger, verworrener und des losen Zusammenhanges und der größeren Beweglichkeit aller Teile wegen in furchtbarer Weise kundgeben. Besonders zeigt sich dies an solchen Stellen, wo dünne Decken von lockeren Gesteinen auf einem festen Felsgrunde auflagern. Selbst bei geringen Erzitterungen des letzteren geraten die losen Massen oberhalb desselben in eine förmlich springende Bewegung, deren Lebhaftigkeit mit der Lockerheit des Zusammenhanges wächst. Die Wirkung der Erdbeben ist deshalb dort am zerstörendsten, wo lose Schuttgesteine auf solidem, massigem Fels lagern, da aber, wo letzterer zu Tage tritt, ungleich geringer. Dagegen werden feste Gebirgsglieder die Schwingungen und Erzitterungen, durch welche sie in Bewegung gesetzt werden, ungleich weiter fortpflanzen, als lose Sand- oder Schuttmassen. Doch auch die Ausdehnung und somit die Konturen des Erschütterungsareales der Erdbeben sind vom geologischen Bau des Untergrundes abhängig. So müssen vorzugsweise Spalten und Risse in der Gesteinsmasse die Fortpflanzung der Bodenerschütterung schwächen oder vollständig hemmen. Dahingegen werden sich Erdstöße in massigen Gesteinen am regelmäßigsten nach allen Seiten, in geschichteten Komplexen am weitesten in der Richtung der Schichtung fortpflanzen.

§ 6. **Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Dauer, Häufigkeit und Ausdehnung der Erdbeben.** Die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben wird nach der Zeitdauer geschätzt, welche zwischen dem Eintritte der Bewegung an zwei entfernten Punkten verfloss. So belief sich diejenige des lissaboner Erdbebens von 1755 auf 550 m, des rheinischen Erdbebens von 1846 auf 434 m, des calabrischen von 1857 auf 260 m, des mitteldeutschen Erdbebens von 1872 auf 768 m, des rheinisch-schwäbischen von 1880 auf 550 m in der Sekunde.

Die Dauer der Erdbeben hängt von der Häufigkeit der rasch auf einander folgenden Stöße ab, von denen jeder einzelne nur eine einzige oder ganz wenige Sekunden in Anspruch nimmt. Die verheerendsten Erdbeben

waren das Werk eines Augenblickes. Caracas ward 1812 innerhalb 30 Sekunden, Oppido und Umgebung 1783 in 2 Minuten, Lissabon binnen 5 Minuten von Grund aus zerstört; am 16. Aug. 1868 kamen in Ecuador durch ein Erdbeben innerhalb 15 Minuten 70000 Menschen um. Casamicciola auf Ischia wurde 1883 durch einen einzigen von unten nach oben gerichteten Stoß zerstört. Bei länger andauernden Erdbeben können sich mehrere Hundert Stöße in kurzen Zwischenräumen wiederholen (Erdbebenperioden). Bei dem Erdbeben von Honduras 1856 zählte man in einer Woche 108, bei dem vom Lima im Jahre 1746 innerhalb 5 Monaten 451 Stöße; auf Hawaii hielt 1868 ein Erdbeben mehrere Monate an, in deren einem (März) man allein 2000 Stöße zählte; — das am 31. Juli 1870 beginnende phokische Erdbeben dauerte $3^1/_2$ Jahre, während deren sich nach J. Schmidt's Schätzung über 600000 Erschütterungen, darunter 300 bis 320 heftige und 50000 schwächere Erdstöße fühlbar machten. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1872 war die heftigste Erschütterung einer etwa $2^1/_2$ Monate umfassenden Erdbebenperiode. Auf die eigentlichen heftigen und verheerenden Paroxysmen pflegen sich in längeren oder kürzeren Pausen Nachschwingungen einzustellen, welche sich oft Wochen, ja Monate lang wiederholen, allmählich immer schwächer werden und endlich ganz aufhören.

Die Häufigkeit der Erdbeben ist eine überraschend große. Der Erdbebenkatalog, welchen J. Schmidt im Jahre 1875 zusammenstellte, erstreckt sich über 22083 Erdbeben der nördlichen Halbkugel. Ferner besitzen wir durch Kluge allein aus den Jahren von 1850 bis 57 Nachricht über 4620 Erdbeben, von diesen kommen z. B. auf Italien und Sicilien 701, auf die pyrenäische Halbinsel 77, auf Frankreich 105, auf die Alpen 1086. Aus der Zeit vom Anfange des neunzehnten Jahrhunderts bis 1845 ist uns Kunde von 559 Erdbeben überliefert worden, welche sich im Rheinbecken äußerten. Am reichsten an Erdbeben ist jedoch die Westküste von Südamerika. Dort sind sie so häufig, dass man annehmen darf, dass sich jener Kontinent beständig an irgend einem Punkte in Bewegung finde; wurde doch die Stadt Lima seit 1586 elfmal bis zu ihrer gänzlichen Zerstörung von Erdbeben heimgesucht. Gebiete großer Häufigkeit von Erdbeben nennt man Schüttergebiete.

Die Größe des Areales, über welches sich Erdbeben auszudehnen im stande sind, ist zum Teil eine außerordentliche. Das rheinische Erdbeben vom 29. Juli 1846 umfasste einen Erschütterungskreis von 2200 □Ml., das Visper Erdbeben vom 25. Juli 1855 einen solchen von über 3700, das neapolitanische Erdbeben vom 16. Dezember 1857 einen solchen von 1813, das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 einen solchen von 1300, das Erdbeben von Lissabon vom 1. Nov. 1755 einen solchen von weit über 100000 □Meilen.

§ 7. **Seebeben.***) Die Wirkung der Seebeben zeigt sich in Stößen, welche die Schiffe auf offenem Meere erhalten, und in heftigen Schwankungen des Meeresspiegels, welche an den Küsten Rückzüge des Meeres und Überflutungen des Landes bewirken. Durch letztere können große Schiffe weit ins Land aufs Trockene gesetzt, Städte bis auf die Grundmauern weggeschwemmt werden. Oft beginnt die Bewegung mit einem Rückzuge des Meeres, infolge dessen die Untiefen hervortreten, Schiffe auf den Grund geraten, Häfen und ganze Meerbusen trocken gelegt werden. Nach dem Erdbeben von Iquique (9. Mai 1877) brach das Meer 8 mal in die Stadt ein und erreichte eine Höhe von 7 m über dem gewöhnlichen Stande. Wie ein Wasserberg stürmt das Meer gegen die Ufer an, steigt 10, 20 und mehr Meter über seinen normalen Stand, wirft Schiffe über den Hafen weg und reißt sie weit landeinwärts. Erdbeben von Küstenländern pflanzen sich auf dem Meere oft auf außerordentliche Entfernungen fort. So erzeugte am 13. August 1868 ein Erdbeben an der Küste von Peru eine Erdbebenflut, welche sich vom 13. bis 16. August mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 400 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen Ozean verbreitete, sich bis an die Küsten von Australien und Japan fühlbar machte, auf vielen in ihrem Wege gelegenen Inseln die größten Verheerungen anrichtete und noch in Neuseeland 4 bis über 10 Fuß hohe Wellen bildete. Ganz ähnliches gilt von dem großartigen Erdbeben, welches am 9. Mai 1877 an der Westküste Südamerikas stattfand und eine Flutbewegung des Meeres im Gefolge hatte, welche sich ebenfalls über die ganze Fläche des Stillen Ozeans erstreckte. Die erzeugte Welle legte den etwa 8800 Seemeilen weiten Weg von Iquique, dem Mittelpunkte der Erschütterung, bis nach Japan in 22 bis 23 Stunden, also mit 381 bis 402 Seemeilen Geschwindigkeit pro Stunde oder etwa 660 engl. Fuß pro Sekunde, den nach Neuseeland, nämlich etwa 5000 Seemeilen, in ca. 18 Stunden, also mit 308 Seemeilen Geschwindigkeit pro Stunde und 520 engl. Fuß pro Sekunde zurück. Die durch den Zusammenbruch des Krakatau (s. S. 128) am 27. Aug. 1883 erzeugte Sturzwelle erreichte an den Sunda-Inseln eine Höhe von 36 m und pflanzte sich mit einer ungefähren Geschwindigkeit von 306 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen und Atlantischen Ozean fort.

§ 8. **Über die Ursachen der Erdbeben.** Erschütterungen der Erdoberfläche können durch mehrfache Ursachen herbeigeführt werden. Nach ihrer verschiedenartigen Entstehung kann man die Erdbeben 3 Kategorieen zuteilen:

*) F. v. Hochstetter. Die Erdbebenflut im pazif. Ozean August 1868. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1868. Nov.; 1869. Dez. — E. Geinitz. Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 etc. Peterm. geogr. Mitt. 1877. S. 454. — E. Rudolph. Über submarine Erdbeben. Beiträge z. Geophys. Stuttg. 1887. I. S. 133.

1. Einsturzbeben.

Infolge des Zusammenbruches unterirdischer Hohlräume können zweifelsohne Erschütterungen der Erdoberfläche erzeugt werden. Diese nur lokalen und seltneren Erdbebenerscheinungen stehen mit dem Vulkanismus in keinerlei genetischer Verbindung, sind das Werk der gesteinsauflösenden Thätigkeit des Wassers und werden deshalb in dem diese letztere behandelnden Abschnitte ihre Besprechung finden.

2. Vulkanische Erdbeben (Eruptions- oder Explosionsbeben).

Dieselben werden durch Gas- und Dampfexplosionen in dem Eruptionskanale der Vulkane erzeugt, von welchem aus sich die Stöße in radialer Richtung ausbreiten. So wird zuweilen die Umgebung des Vesuvs in einem Umkreis von 15 Migl. erschüttert, während die Seismometer im Vesuv-Observatorium Tausende von schwächeren Erzitterungen anzeigen. Auch vom Stromboli und von Volcano gehen bis nach Palermo und nach Calabrien reichende radiale Stöße aus. Bei Ausbrüchen der Hekla wird nicht selten ganz Island erschüttert, ja einzelne Stöße pflanzen sich bis Skandinavien fort. Das furchtbare Erdbeben auf Ischia im Juli 1883 wird auf misslungene Eruptionsversuche zurückgeführt.

3. Tektonische Erdbeben (Dislokations- oder Stauungsbeben).

Hierher dürften die meisten und die verheerendsten Erdbeben zu rechnen sein. Sie sind die Äußerungen der fortdauernden Gebirgsstauung (s. S. 174), welche Spannungen der Erdrindenstücke erzeugt, die dann oft plötzliche Auslösungen, also Verschiebungen, Brechen und Reißen erzwingen und dadurch weithin fühlbare Erschütterungen hervorrufen. Die letzteren, also die tektonischen Erdbeben, entstehen somit durch die Bewegungen der sich kontrahierenden, sich faltenden, zerreißenden und in ihren einzelnen Teilen sich verschiebenden Erdrinde (Sueß, Heim, Hörnes, Dana, Credner). Der gewaltige gegenseitige Druck der Gebirgsteile, das Entstehen neuer und die Erweiterung schon bestehender Klüfte und Spalten, plötzliche Störungen der Lagerungsverhältnisse, das sind die Ursachen dieser Erdbeben. Letztere beweisen, dass sich die Stauung der Erdrinde zu Falten noch stetig weiter fortsetzt und ein beständiges Bersten, Rutschen und Verschieben in der Erdkruste erzeugt. So erklärt es sich auch, dass gerade gebirgige Gegenden, also gefaltete Teile der Erdrinde, sowie die Bruchränder der Kontinentalmassen und Senkungsgebiete sehr oft, — Areale mit ungestörter Schichtung (Russland, norddeutsches Tiefland) nur höchst selten von Erdbeben betroffen werden. Dahingegen hat sich von vielen Erdbeben nachweisen lassen, dass sie in gewissen Gegenden stets von bestimmten Dislokationslinien (seismischen, Stoß-, Schütterlinien) ausgehen, wenn auch die jedesmaligen Stoßpunkte auf letzteren

sich verschieben, also wandern können. Diese Linien laufen entweder dem Streichen der Faltengebirge parallel und entsprechen dann häufig peripherischen Bruchzonen an der Innenseite der Kettengebirge, oder aber sie durchsetzen dieselben quer. Danach unterscheidet man Längsbeben und Querbeben (longitudinale und transversale Dislokationsbeben). Bittner, Heim, Höfer, Hoernes, Stur, Sueß u. A. haben eine Anzahl solcher seismischer Linien für die Alpen und den Apennin festgestellt.

Die geologische Thätigkeit des Wassers.

Dem Wasser ist die Aufgabe gestellt, dem Vulkanismus entgegen zu arbeiten, umzureißen, was vulkanische Kraft aufgetürmt, auszuebenen, was sie emporgewölbt hat. Das Endziel dieser seiner nivellierenden Thätigkeit ist es, die ursprüngliche, regelmäßige, von Berg und Thal nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen. Derselbe Drang nach der Tiefe, welcher das Wasser zum wichtigsten geologischen Werkzeuge gestaltet, wohnt auch dem Gletschereise inne. Wir haben demnach das Wasser sowohl in flüssigem, als in festem Zustande mit Beziehung auf seine geologische Thätigkeit zu betrachten.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug.

Der ganze Kreislauf des Wassers ist ein geologisches Werkzeug, dessen einschneidende Wirkung auf seinem Streben beruht, von der Höhe nach der Tiefe zu gelangen. Als Regentropfen auf den Schauplatz seiner irdischen Thätigkeit gefallen, beginnt es sogleich mit Überwindung aller Hindernisse sich einen Weg nach dem tiefsten Punkte der Erdoberfläche, dem Meere, zu bahnen. Der Größe und Schwierigkeit der Aufgabe des Wassers entspricht die Vielfältigkeit der Mittel, welche ihm zur Erfüllung derselben zu Gebote gestellt sind. Reicht seine mechanische Kraft zur Zertrümmerung und zur Transportierung der Gesteinsmassen, welche sich ihm in den Weg stellen, nicht aus, dann kommt ihm seine Fähigkeit zu Hilfe, gewisse Bestandteile der Gesteine chemisch aufzulösen, zu zersetzen und auszulaugen und dadurch den Fels in seinem innersten Gefüge zu lockern, und sind beide vereint zur Bewältigung der Hindernisse zu schwach, so gesellt sich ihnen der Frost zu. Dann nimmt das Wasser seine feste Form an und dehnt sich bei dieser Gestaltsveränderung mit so unwiderstehlicher Gewalt aus, dass es, in Felsspalten eingeschlossen, die Gesteine zertrümmert.

Der Weg, welchen das Wasser einschlägt, um aus den Bergen in die Ebene und von da zum Meere zu gelangen, ist ein doppelter. Ein Teil sucht sich unterirdische Bahnen, ein anderer folgt der Oberfläche des Bodens.

Aus der Faltung eines Streifens der Erdkruste zu einem Gebirge ging nicht unmittelbar das hervor, was heute als abwechslungsreiches Ganzes vor uns liegt, — der gebirgsbildende Schub lieferte vielmehr nur rohe Gesteinsfalten: die Umgestaltung derselben in ein gegliedertes Gebirgssystem lag dem Wasser ob. Der erste Regenguss leitete die Arbeit ein. Die gefallenen Tropfen streben nach der nächsten Bodeneinsenkung, zarte Rillen hinter sich zurücklassend; zum Rieselbach vereint, schneiden sie sich Wasserrisse in das Gestein; als Gebirgsbach entfalten die gesammelten Gewässer die ganze Kraft ihrer Fallthätigkeit und wühlen sich tiefe Schluchten in den Felsgrund. Die Bäche vereinen sich zum Bergstrome, welcher die Schlucht zum Gebirgsthal erweitert, die Bergströme zu Flüssen, deren Bett sich zum Thale ausdehnt, aus welchem sie in die Niederung treten, um durch diese, indem sie andere Gewässer in sich aufnehmen, dem Meere als Strom zuzufließen: ein kunstreiches System von Wasserkanälen, dessen zarteste Äste sich im Hochgebirge verzweigen und jeden Wassertropfen auffangen und dem Meere zuführen. In den ursprünglichen Gebirgsabfall schneiden sich die Wasser ein solches System neben dem anderen ein (Erosion); Schluchten und Thäler unterbrechen jetzt in mannigfachster Gestaltung die früher gleichförmig ausgedehnten Abhänge, als deren Überbleibsel nur noch die Felsrücken und Felsgrate stehen geblieben sind, welche die einzelnen Thäler trennen. Ihre oberen Begrenzungslinien deuten das vordem allgemeine, ununterbrochene Niveau des Bergabfalles an.

Die Thäler sind zugleich die Kanäle, welche zur Wegschaffung und zum Transporte des erodierten Gebirgsmateriales nach der Ebene und zum Teil bis zum Meere dienen. An dieser thalabwärts gerichteten Bewegung der Zerstörungsprodukte der fließenden Gewässer nehmen nicht nur die im direkten Bereiche der letzteren liegenden Schuttmassen teil, vielmehr kommt jeder Regenguss, jeder Gewitterschauer den Gebirgswassern zu Hilfe, indem er von den abschüssigen Bergabhängen Schutt und Felsblöcke loslöst und dem Bache zuführt, der sie entweder direkt, oder nachdem sie der Frost in kleine Stücke gesprengt hat, mit sich fortschiebt. Durch gegenseitige Reibung runden sich die Fragmente ab und verlieren zugleich immer mehr an Größe, bis sie, am Fuße der Gebirge angekommen, zu Kies, Sand und zum Teil zu den feinen Schlammteilchen zermalmt worden sind, welche die Trübung der Flüsse bewirken. Selbst an sehr sanften Thalgehängen sind die Regenwasser unablässig thätig, sandiges und erdiges Material zu rauben und den Strömen zuzuführen (Denudation). Infolge der allgemeinen Verbreitung der Regen und der dadurch bedingten Bildung von fließenden Wassern ist der größte Teil der Oberfläche des Festlandes in einer Bewegung nach dem Ozeane begriffen, in welchem sich die eingeschwemmten Substanzen zu feinem Schlamme niederschlagen, um allmählich zu Gestein zu erhärten und im Laufe der Zeiträume von neuem über den Spiegel des

Meeres, zum Teil zu hohen Gebirgen gehoben zu werden. Das Material, aus welchem die Erdkruste aufgebaut ist, befindet sich somit in einem ununterbrochenen Kreislaufe, — einem Kreislaufe, den ihm die Bahn des Wassers vorschreibt, welches, im Meere angelangt, in Dunstform zum Gebirge zurückkehrt, um dort von neuem seine Wanderung in die Tiefe anzutreten.

Dabei steht ihm aber außer dem Wege auf der Oberfläche der Erde noch ein zweiter offen. Durch feine Spalten, durch Poren des Gesteines dringt es in das Innere der Gebirge, um als Quelle wieder an das Tageslicht zu treten. Auch auf dieser seiner unterirdischen Bahn liegt das Wasser erfolgreich seiner Aufgabe der Zerstörung ob, welche noch ganz besonders durch seinen Gehalt an Kohlensäure gefördert wird. Mit Hilfe der letzteren entfaltet das Wasser im Verborgenen eine so großartige Thätigkeit, dass uns dafür jeder Maßstab fehlt, und verwandelt das Innere der Erdkruste in eine Werkstatt, aus welcher die wichtigsten geologischen Erscheinungen hervorgehen. Zuerst drängt es sich in die Poren der Gesteine, — selbst die dichteste Felsart kann ihm den Zutritt nicht wehren, — und dann beginnt es den Prozess der Auflösung und Zersetzung, welchem im Laufe der Zeit fast alle Mineralsubstanzen verfallen.

Beladen mit fremdartigen Stoffen, setzt das Wasser als verdünnte mineralische Lösung seinen Weg weiter fort, um frischen Kräften, nämlich neu eindringenden Gewässern Platz zu machen, welche das begonnene Werk der Auflösung und Zersetzung aufnehmen. Vor der andauernden Thätigkeit der mikroskopisch kleinen Wassertröpfchen verschwinden ausgedehnte Gesteinsmassen, an ihrer Stelle entstehen unterirdische Hohlräume, an deren Erweiterung die Wasser so lange arbeiten, bis ihre Decke die auf ihnen ruhende Last nicht mehr zu tragen vermag. Dann bricht die Höhle in sich zusammen, Stöße erschüttern die Erdoberfläche, der Boden wird von Spalten durchsetzt und beginnt, zuweilen unter erdbebenartigen Erscheinungen. sich zu senken.

Die Mineralwasser selbst sammeln sich in der Tiefe in Spalten und Hohlräumen an und brechen von diesen unterirdischen Reservoirs aus als Quellen hervor, nachdem sie den Gebirgen eine bedeutende Menge ihres Materiales entzogen und in ihrem Inneren ebenso zerstörend gewirkt, wie die Bäche und Ströme auf deren Oberfläche. Sobald sie mit atmosphärischer Luft in Berührung kommen, entweicht ein Teil der Kohlensäure, die entführten Substanzen scheiden sich aus und lagern sich am Fuße der Berge oder überhaupt an der Quellenmündung, oft fern von ihrer ursprünglichen Heimat, ab.

Die Gebirgsquellen entledigen sich jedoch ihrer mineralischen Last bei ihrem Austritte an die Tagesoberfläche nicht vollständig, eine geringe Menge von fremdartiger Substanz und zwar namentlich auch von kohlensaurem und schwefelsaurem Kalke bleibt vielmehr gelöst zurück und wird von ihnen

dem gemeinsamen Ziele aller Gewässer zugeführt. Da dies in Hunderten von Strömen geschieht, so müsste der Ozean innerhalb kurzer Zeiträume zu einer gesättigten Solution von Kalksalzen werden. Dies wird jedoch dadurch verhindert, dass die Mehrzahl der Meeresbewohner und zwar namentlich Mollusken, Echinodermen, Korallentiere und Foraminiferen den Kalk, welcher aus dem Inneren der Kontinente, vielleicht aus den höchsten Berggipfeln stammt, nachdem er in gelöstem Zustande weite Strecken durchwandert, wieder dem Wasser entziehen, ihn als feste Substanz ausscheiden und als Material für Gesteinsbildungen aufspeichern. Die Austernbänke der atlantischen Küste sind aus Kalk aufgebaut, welcher zum Teile aus den Alpen und anderen Hochgebirgen stammen mag, — die Korallenriffe des Stillen Ozeanes mögen ihr Material zum Teil der Andeskette verdanken; auf der anderen Seite sind diese Gebirge zum Teil wiederum nichts anderes, als über den Meeresspiegel gehobene Bauten von Seetieren, — kurz, diese wie jene repräsentieren nur Stadien in dem Kreislaufe des Stoffes.

Aus dieser Skizze der Beteiligung des Wassers bei dem Entwickelungsprozesse der Erdoberfläche und der Wege, auf denen es seine Aufgabe verfolgt, geht hervor, dass die Thätigkeit des Wassers einerseits eine chemische, andererseits eine mechanische ist und in jedem dieser beiden Fälle wiederum Gestein zerstörend, Mineralsubstanzen fortführend und Gesteinsmaterial absetzend sein kann.

a) Die chemische Thätigkeit des Wassers.

G. Bischof. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. II. Aufl. Bonn 1863—66. Nebst Supplement. 1871.

J. Roth. Allgemeine und chemische Geologie. I. Band. Berlin 1879.

A. Daubrée. Les eaux souterraines à l'époque actuelle etc. II. B. und: Les eaux aux époques anciennes etc. Paris 1887.

§ 1. **Das Wasser.** Die Wasserdünste, welche durch die Sonnenwärme in den Luftkreis unseres Planeten emporgehoben werden, repräsentieren eine jährliche Wassermenge von über 1000 geogr. Kubikmeilen. Als Regen, Tau und Schnee schlagen sie sich auf der Oberfläche der Erde nieder. Diese enthalten etwas Kohlensäure, namentlich aber Sauerstoff und Stickstoff, welche sie aus der Atmosphäre absorbiert haben; und ihnen, wenigstens den beiden erstgenannten, verdanken die Wasser einen großen Teil ihrer Zersetzungs- und Auflösungsfähigkeit. Ihr Kohlensäuregehalt ist ursprünglich ein außerordentlich geringer (etwa 2,5 Prozent der absorbierten Luft), trotzdem aber durch Kalkwasser selbst im Schnee nachweisbar. Er wird jedoch bedeutend vermehrt, sobald die Wasser in die an verwesenden vegetabilischen Resten reiche obere Schicht der Erde dringen, wo sie die durch Fäulnis der organischen Substanz entstehende Kohlensäure aufnehmen. Endlich kann sich das Wasser mit der Kohlensäure sättigen, welche aus dem

Inneren der Erde emporsteigt, und welcher dasselbe auf dem Wege nach der Tiefe begegnet. Außer Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure führt das Sickerwasser von der Erdoberfläche organische Substanzen mit sich in die Erdteufe, wo sie infolge ihrer reduzierenden Einwirkung auf die Oxyde ein wichtiges Element in dem durch zirkulierende Gewässer ins Werk gesetzten Umwandlungsprozesse der Gesteine bilden. In solcher Gestalt, beladen mit Sauerstoff, Kohlensäure und organischen Verbindungen, ist das Wasser ein geologisches Werkzeug, dessen zersetzendem und auflösendem Einflusse keine Felsart im Laufe der Zeit widersteht. Beim Eindringen in die Gesteine verliert das Sickerwasser bald seinen Sauerstoff und die Kohlensäure, falls in den Gesteinen Körper vorhanden sind, welche Verbindungen mit diesen Gasen eingehen können. Dafür nimmt es aber solche Mineralsubstanzen auf, welche in ihm entweder an und für sich oder mit Hilfe der Kohlensäure löslich sind, wodurch es in den Stand gesetzt wird, weitere Zersetzungen oder neue Bildungen zu veranlassen, wenn es weiter in die Tiefe dringt. Der von den atmosphärischen Niederschlägen absorbierte Stickstoff geht mit den mineralischen Körpern, zwischen denen er, vom Wasser in die Tiefe geführt, zirkuliert, keine Verbindungen ein, sondern wird bis zum Wiederaustritt der Quellwasser in Absorption gehalten, macht sich dann von ihm frei und kehrt in die Atmosphäre zurück.

§ 2. **Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser.** Die Tagewasser treten ihren Weg nach der Tiefe an; dabei folgen sie nicht allein den Spalten, Klüften und Schichtungsflächen der Gesteine, sondern sie dringen in diese letzteren selbst ein. Die Masse aller Gesteine ist von einem Netze feiner Haarspalten durchzogen, in welche das Wasser, ebenso wie in die Blätterdurchgänge der Gesteinsbestandteile, um so leichter einsickert, je bedeutender der Druck ist, den die auf ihm lastende Wassersäule ausübt. Wie groß die Wassermenge ist, welche im Inneren der Gebirge zirkuliert, zeigt sich in den Stollen und Schächten vieler Bergwerke, von deren Wänden und Firsten das Wasser tropft und rieselt, — dass feinkörnige wie grobkörnige Gesteine durchdringlich sind, wird in der vollständigen Zersetzung mancher Basalte zu Wacken, in der tief hinabreichenden Kaolinisierung mancher Granite und Porphyre offenbar, und dass Flüssigkeiten ihren Weg in selbst anscheinend vollkommen homogene Mineralmassen finden, ergiebt sich aus der künstlichen Färbung der Chalcedone und Achate: kurz keine einzige Gesteinsart setzt dem einsickernden Wasser einen absoluten Widerstand entgegen.

Ebensowenig wie eine vollkommene Undurchdringlichkeit, existiert eine vollkommene Unzersetzbarkeit und Unauflöslichkeit irgend eines Gesteines durch Wasser. Würde auch der Chemiker ein Mineral, welches er mit Wasser behandelt hat, von dem er aber weder durch Reagentien, noch durch Abdampfen Spuren in letzterem nachweisen kann, ein unlösliches

nennen, so ist doch damit der Beweis seiner absoluten Unlöslichkeit noch nicht geführt, denn bei hohen Graden der Verdünnung reagieren Reagentien nicht mehr und der Rückstand nach dem Abdampfen kann so unbedeutend sein, dass er dem Auge entgeht. Findet aber der Geologe ein Mineral in der diesem nicht zukommenden Krystallform eines anderen, nach unseren Erfahrungen unlöslichen Minerales (eine Pseudomorphose dieses letzteren) *), so beweist dies, trotz der anscheinenden Unlöslichkeit des letzteren, dass Gewässer das verdrängte Mineral im Laufe der Zeiten aufgelöst und weggeführt und ein neues an dessen Stelle abgesetzt haben, oder dass mit Hilfe des Wassers eine langsame Umwandlung der Masse stattgefunden hat. Die Pseudomorphosen sind also Produkte der Verdrängung und Umwandlung ursprünglicher Mineralkörper, wobei diese bald gewisse Bestandteile verloren, bald solche neu aufgenommen haben, oder wobei ein Austausch einzelner Bestandteile oder endlich eine gänzliche Verdrängung der einen Substanz durch eine andere, neu zugeführte, stattgefunden hat. Ihr Studium hat zu den wichtigsten Resultaten über die Umwandlungsprozesse im Mineralreiche geführt, hat namentlich die Löslichkeit vieler Gesteinselemente dargethan, die für den Chemiker gewöhnlich als unlöslich gelten. Für letzteres sprechen vorzugsweise diejenigen Pseudomorphosen, bei welchen das Umwandlungsprodukt keinerlei chemische Beziehung mehr zu dem ursprünglichen Minerale besitzt. Hierher gehören die Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Quarz, von Zinnstein nach Feldspat, Schwefelkies nach Quarz und Rotgültigerz, Quarz nach Flussspat u. s. w. In hohem Maße kommt dem Wasser bei diesen Umwandlungen sein Gehalt an Kohlensäure zu statten. Zu ganz ähnlichen Resultaten, wie die Beobachtung der natürlichen Vorgänge, hat das Experiment geführt. Es zeigte sich nämlich, dass Feldspäte, Epidot, Glimmer, Turmalin, Augit, Hypersthen, Hornblende, Olivin, Chlorit, Talk u. s. w., also anscheinend unlösliche Mineralien, in feingepulvertem Zustande und beim Übergießen mit kohlensäurehaltigem oder selbst reinem Wasser so schnell von diesem angegriffen wurden, dass schon die ersten Tropfen der abfiltrierten Flüssigkeit Spuren eines jenen Mineralien entstammenden Alkalis oder einer alkalischen Erde zu erkennen gaben. Die Erfahrung lehrt, dass außer Gold, Platin, Diamant und Graphit kaum irgend ein in kohlensäurehaltigem Wasser absolut unlösliches oder unzersetzbares Mineral existiert, dass namentlich fast alle die Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Erdkruste nehmen, dem zersetzenden und lösenden Einflusse der Sickerwasser nicht widerstehen können. Die mikroskopische Untersuchung hat dies nicht nur bestätigt, sondern auch den Gang, den diese Umwandlungsprozesse nehmen, kennen gelehrt.

*) Blum. Pseudomorphosen d. Mineralreiches. Stuttgart 1843. Mit 3 Nachtr. 1847, 52, 63. — E. Geinitz. N. Jahrb. 1876. S. 449. — J. Roth. Allgem. Geologie. I. 1879.

Zunächst werden die peripherischen Partieen der Gesteinsbestandteile, sowie die Wände der Klüftchen und Blätterdurchgänge in Angriff genommen. Von hier aus schreitet die Umwandlung nach dem Inneren fort, bis nur noch kleine Kerne der frischen Substanz innerhalb des netzförmigen Maschenwerkes von Zersetzungsprodukten übrig bleiben und bis endlich auch diese vollständig von letzteren aufgezehrt werden. Solches gilt namentlich auch von den Feldspäten, Augiten, Hornblenden, dem Olivin, Cordierit, Granat, Anhydrit, Magneteisen u. s. w.

Eine Folge dieser lösenden und zersetzenden Einwirkung der Sickerwasser auf die Gesteinsbestandteile ist die, dass sie sich mit mineralischer Substanz beladen und diese mit sich fortführen, dass also die ursprünglich reinen atmosphärischen Wasser von ihrem Wege durch die Gesteine als Mineralquellen auf die Erdoberfläche zurückkehren, und dass endlich im Laufe der langen geologischen Zeiträume, seit denen das Wasser durch die Gesteine filtriert, ganz enorme Quantitäten von Substanzen dem Erdinnern entzogen und der Erdoberfläche zugeführt werden.

§ 3. **Die hydrochemischen Prozesse.** Die in die Gesteine der Erdkruste einsickernden, Kohlensäure und Sauerstoff mit sich führenden Wasser leiten folgende hydrochemische Vorgänge ein:

1. Auflösung.

Ganz abgesehen von einer Reihe sehr leicht löslicher, in der Natur eben aus diesem Grunde selten und nur an besonders geschützten Punkten vorkommender Salze (Eisenvitriol, Kupfervitriol, Alaun, Salpeter u. s. w.), sind es namentlich vier Gesteinsarten, auf welche die atmosphärischen Wasser direkt lösend und wegführend einwirken: Gyps, Steinsalz, Kalkstein und Dolomit.

Der Gyps nimmt einen nicht unbedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erdkruste, in welcher er mächtige Stöcke und Einlagerungen bildet, und über deren Oberfläche er sich in Gestalt ganzer Hügelreihen, Bergkuppen und ansehnlicher Felsmassen erhebt (S. 39). Daraus geht hervor, dass selbst seine nur teilweise Vernichtung und Wegführung von großem Einfluss auf den Schichtenbau und die Gestalt der Erdoberfläche sein muss. Da Gyps ein in etwa 400 Teilen Wasser lösliches Salz ist, da er ferner dem auflösenden Angriffe des Wassers nicht nur auf seiner Oberfläche, sondern auch in zahllosen Klüften und Fugen ausgesetzt ist, welche das Gestein infolge seiner weiter unten zu besprechenden Entstehungsweise nach allen Richtungen durchziehen, so ergiebt sich, welche bedeutenden Massen dieser Mineralsubstanz in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen in Solution entführt werden. Infolge der unterirdischen, auslaugenden Thätigkeit des Wassers bilden sich nach und nach große Hohlräume, die Gypsschlotten.

Bedeutend leichter als der Gyps fällt das Steinsalz dem Wasser zur

Beute und würde aus seinen, zum großen Teile aus den paläozoischen Zeitaltern stammenden Lagerstätten längst vollständig entführt sein, falls es nicht zum Teil durch seine konstanten Begleiter, nämlich fast wasserdichte Thonschichten, vor Auflösung und Wegführung geschützt wäre. Sie sind die Bedingungen seiner Existenz als Glied der sedimentären Schichtenreihe; deshalb ist denn auch wohl die Mehrzahl aller uns bekannten größeren Steinsalzablagerungen von Thonen bedeckt. In der berühmten Steinsalzlagerstätte von Stassfurt stellen diese den Abschluss gegen das Wasser so hermetisch her, dass die dortigen, aus dem permischen Zeitalter stammenden, also jedenfalls Millionen von Jahren alten Ablagerungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche, an die Luft gebracht, durch Anziehung der Feuchtigkeit derselben zerlaufen, vollkommen trocken geblieben sind. In ähnlicher Weise sind die Steinsalze von Wieliczka durch allseitige Umhüllung von Thon gegen den Zutritt des Wassers konserviert.

Unter den Gesteinen, welche einen noch wesentlicheren Anteil an dem Aufbau von Gebirgen nehmen, als Gyps und Steinsalz, ja solche oft ausschließlich zusammensetzen, ist es der Kalkstein, welcher in sehr beträchtlichen Mengen vom Wasser aufgelöst wird. Freilich ist der Kalkstein nur in etwa 1000 Teilen mit Kohlensäure gesättigten Wassers und noch viel unbedeutender in reinem Wasser löslich, doch wird diese geringe Löslichkeit durch die Quantität der gerade auf den Schichtungs- und Kluftflächen der Kalksteine zirkulierenden Wasser ersetzt. Die Resultate sind deshalb überraschend; so hat man z. B. aus der Menge des Wassers der aus dem Teutoburger Walde und der Haar entströmenden Flüsse und ihrem Gehalte an kohlensaurem Kalke berechnet, dass dieselben jenen Gebirgen jährlich eine Quantität Kalkes entziehen, welche einem Würfel von mehr als 33 m Seitenlänge entspricht. Deshalb sind auch kalkhaltige Quellen, Höhlen und Erdfälle sehr gewöhnliche Erscheinungen im Gebiete von Kalksteinformationen.

Wie in der Tiefe, so geht diese Auflösung und Wegführung des kohlensauren Kalkes auch an der Oberfläche der Kalkgebirge vor sich. Infolge verschiedener Widerstandsfähigkeit der einzelnen, oft mehr oder weniger kieseligen, thonigen oder porösen Kalksteinschichten entstehen die berüchtigten, kahlen, wild zerrissenen Karrenfelder (siehe Fig. 48). Hier ist der Kalkstein von 1 bis 3, ja 10 bis 15 m tiefen, bald engen, bald weiteren Schluchten, Rinnen und Löchern durchzogen. Die Rippen und Kämme zwischen ihnen sind meist sehr scharfkantig, oft messerscharf, zackig und häufig von Löchern durchbrochen. Karren (Schratten) entstehen hauptsächlich dort, wo der Schnee lange liegen bleibt und durch sein Schmelzen seine Unterlage nass erhält, und sind deshalb in den Alpen keine seltene Erscheinung.

Auch Dolomitspat ist in freilich sehr unbeträchtlichen Mengen durch Wasser löslich, so dass Dolomitlager allmählich der Zerstörung und Weg-

führung von seiten zirkulierender Gewässer anheimfallen. — Viel augenfälliger als dieser letzte Vorgang ist indessen die Auslaugung des kohlensauren Kalkes aus dolomitischem Kalk, welche auf dieser geringeren Löslichkeit des Dolomites beruht und infolge deren eine relative Anreicherung der ursprünglichen Gesteinsart an kohlensaurer Magnesia, die »Dolomitisirung« derselben vor sich geht. Die beständige Wegführung des kohlensauren Kalkes verursacht die kavernöse und poröse Struktur des

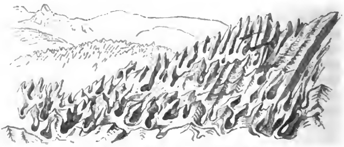


Fig. 48. Karrenfeld am Sentis. Nach *Heim*.

zurückbleibenden Dolomitgesteines und zugleich die Zerstörung der Kalkschalen seiner organischen Reste. Bei weiter gehender Einwirkung von seiten der Gewässer wird diese poröse Beschaffenheit wieder verschwinden, denn sobald das Wasser keinen kohlensauren Kalk mehr findet, greift es den Dolomit selbst an und setzt denselben in den Poren tiefer gelegener Stellen krystallinisch wieder ab. Durch diesen Prozess wurde ein bis dahin deutlich geschichtetes, versteinerungsreiches, dichtes Gestein zu einem ungeschichteten oder sehr undeutlich geschichteten, versteinerungsleeren, krystallinischen; zugleich aber bedingte die Entführung des Kalkgehaltes des Gesteines eine beträchtliche Volumenverringerung desselben. In manchen Fällen wird der dolomitische Kalkstein durch Auslaugung des Calciumkarbonates in lose Dolomitsande (»Asche«) verwandelt. Gewöhnlich enthalten die dolomitischen Kalksteine etwas Eisen- und Mangankarbonat, sowie Thon, welche nach Wegführung des Calcium- und Magnesiumkarbonates einen eisenschüssigen, manganhaltigen und thonigen Rückstand bilden, so z. B. die Terra-Rossa der adriatischen Küstenländer. In den Ozark-Mountains (Missouri) erreicht dieses Residuum nach Pumpelly eine Mächtigkeit von 40 m, welche nur durch Auflösung einer bis 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenreihe erzeugt worden sein kann.

2. Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien.

Das Wasser der Atmosphäre wird sehr allgemein von den gesteinsbildenden Mineralien aufgenommen, so dass es auf die Umwandlung derselben den größten Einfluss äußert, selbst wenn andere geologische Agentien

nicht zur Mitwirkung gelangen. So nehmen Silikate und Metalloxyde, wie z. B. Orthoklas, Sanidin, Albit, Oligoklas, Glimmer, Hornblende, Augit, Magneteisenstein, Eisenglanz, dichter Hämatit, Pyrolusit und Braunit im Laufe längerer Zeiträume Wasser chemisch auf, ohne eines von ihren Elementen zu verlieren. In großartigem Maßstabe ist z. B. die Umwandlung des Eisenoxydes in Eisenoxydhydrat auf der Insel Elba vor sich gegangen, wo der Roteisenstein von künstlichen Entblößungsstellen aus im Laufe weniger Jahrhunderte bis tief in die feste Masse hinein in Brauneisenstein umgewandelt worden ist. Einer der energischsten und folgenschwersten derartigen Vorgänge ist die Umwandlung des Anhydrites in Gyps, also des wasserfreien schwefelsauren Kalkes in wasserhaltigen, wobei ersterer ein Viertel seines Gewichtes Wasser aufnimmt, ein Prozess, der lokal durch gewisse Bedingungen begünstigt, so rasch vor sich gehen kann, dass z. B. die zu Bex im Canton Wallis auf die Grubenhalde gestürzten Anhydritstücke bereits nach 8 Tagen beginnen, sich zu Gyps umzugestalten, und dass die Stollen, welche durch den Anhydrit führen, durch Aufblähung des an ihren Wänden in Gyps übergehenden und durch diese Wasseraufnahme sein Volumen vermehrenden Anhydritgesteines fast unfahrbar werden und von Zeit zu Zeit nachgehauen werden müssen. Auch ohne die fördernde Zwischenkunft des Menschen erfolgt diese Umwandlung und zwar im großartigsten Maßstabe an den gewaltigen Anhydritmassen, welche stockförmig zwischen den Schichten der Perm-, Trias- und Tertiärformation eingelagert sind. Die atmosphärischen Sickerwasser haben die Oberfläche dieser Stöcke bis zu wechselnder Tiefe in Gyps umgewandelt, der wie ein Mantel den noch unveränderten Anhydritkern umgiebt. Die Umgestaltung des Anhydritgesteines zu Gyps vollzieht sich in der Weise, dass das Wasser in die mikroskopischen Spaltungsrisse der einzelnen Anhydritindividuen eindrang und zuerst den die Spaltwände bildenden Anhydrit in Gyps umwandelte. Durch die hiermit verknüpfte Volumenvermehrung wurden neue Spältchen aufgerissen, von denen aus sich der gleiche Vorgang vollzog, bis schließlich auch die kleinen Anhydritkerne innerhalb der Gypsmaschen gänzlich aufgezehrt werden.*) Die hierdurch bedingte Volumenvermehrung hat die Auftreibung, Knickung und Überstürzung der überlagernden und benachbarten Schichten zur Folge gehabt, eine Erscheinung, welche früher Veranlassung gab, den Gyps für eruptiv zu halten. Auch die Entstehung der sog. Zwerglöcher des südlichen Harzrandes ist eine Folge dieser Vorgänge. So bilden sich z. B. in der Umgegend von Ellrich durch Aufblähung des sich in Gyps verwandelnden Anhydrites dicht nebeneinander gedrängte, bis 1,3 m hohe, im Inneren hohle, also blasenartige Hügel von schaligem Gyps, welche schließlich oben einbrechen und dann Zwerglöcher genannt

*) F. Hammerschmidt. Tscherm. min. u. geol. Mitteil. V. Band. 1883. S. 272.

werden. Die Ausdehnung des sich in Gyps umwandelnden Gesteines ist eine sehr bedeutende und beträgt nach v. Fritsch*) in linearer Richtung etwa 10, in kubischer Größe etwa 33 %, sodass ein Anhydritwürfel von 1000 kbm Inhalt zu einem Gypswürfel von etwa 1330 kbm anschwillt. Wie groß die ausdehnende Kraft bei diesem Vorgange ist, ergiebt sich daraus, dass die im Anhydrite des Canariathales eingesprengten, wohl ausgebildeten Krystalle von Bitterspat und Quarz im Gypse als aus einander gerissene Trümmer vorkommen.

3. Oxydation.

Die atmosphärischen Wasser enthalten, wie bemerkt, Sauerstoff in ziemlich beträchtlicher Menge; alle Substanzen, welche eine Verbindung mit diesem Gase eingehen, werden deshalb oxydiert, wenn solche Wasser mit ihnen in Kontakt kommen. Durch Sauerstoffaufnahme geht Magneteisen in Roteisenerz über, welches die Oktaëdergestalt des ersteren beizubehalten pflegt (Martit). Das Ausgehende ganzer Magneteisenlager in Brasilien, am Lake Superior, im Erzgebirge ist in solchen Martit verwandelt. Auf einem Oxydationsprozesse beruht ferner die Umwandlung des Spateisensteines (kohlensauren Eisenoxydules) in Brauneisenstein (Eisenoxydhydrat), wobei einerseits das Wasser die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Eisen austreibt und selbst deren Stelle einnimmt, während zugleich das Eisenoxydul durch Aufnahme von Sauerstoff in Eisenoxyd übergeht. Es ist dies ein Vorgang, welchem die oberen Partieen aller Gänge und Lagerstätten des Spateisensteines unterworfen sind, deren Ausgehendes oft bis zu bedeutender Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt wurde, während in noch größerer Tiefe der Spateisenstein unverändert geblieben ist. Die Oxydation beginnt an der Oberfläche der krystallinischen Aggregate, die lichtgelbe Farbe wird bräunlich, dunkelbraun und zuletzt selbst schwarz, allmählich schreitet diese Umwandlung in die Masse selbst und in die Tiefe vor. Der aus ihr hervorgehende Brauneisenstein ist porös, weil der Verlust der Kohlensäure den Betrag des aufgenommenen Wassers und Sauerstoffes übersteigt, sodass das ursprüngliche Volumen des Erzes um ungefähr ein Fünftel vermindert wird. Zuweilen bleibt die äußere Gestalt des Spateisensteines noch eine Zeit lang in dem Brauneisenstein erhalten, sodass letzterer die rhomboëdrische Gestalt des Spateisensteines, jedoch die sämtlichen übrigen Eigenschaften des Brauneisensteines besitzt. Beispiele für den beschriebenen Prozess liefert das in Brauneiseustein verwandelte Ausgehende der Spateisensteinstöcke von Kärnthen, des Iberges im Harze, des Stahlberges im Thüringer Walde und vieler anderer Eisenerzlagerstätten. Auch der thonige Sphärosiderit gestaltet sich in thonigen Brauneisenstein um. Auf dieser Tendenz des Eisenoxydules, durch Aufnahme von Sauerstoff

*) Das Gotthardgebiet. Bern 1873. Anhydrit und Gyps. S. 119.

in höhere Oxydationsstufen überzugehen, beruht auch die Erscheinung, dass die durch Eisenoxydulsalze bedingte dunkelgrüne bis schwarze Färbung vieler Gesteine oberflächlich in eine rote oder braune übergeht. Ebenso unterliegt auch das Karbonat des Manganoxydules der höheren Oxydation, sodass sich der rosenrote Manganspat schon in den Mineraliensammlungen allmählich bräunt. Als Endprodukte dieses Prozesses resultieren Manganit, Psilomelan und Pyrolusit.

Zu den Oxydationsprozessen gehört auch die Umwandlung der Schwefelmetalle in schwefelsaure Metalloxyde (Vitriolisierung). Da alle Schwefelmetalle beim Zutritte sauerstoffhaltiger Gewässer allmählich diesem Schicksale verfallen, so würden Metallsulfate sehr häufig vorkommen, wenn nicht die meisten derselben leicht löslich in Wasser wären und von diesem fortgeführt würden. So wird Eisenkies zu Eisenvitriol, welcher durch weitere, eben beschriebene Oxydationsvorgänge in Brauneisenstein übergeht, wobei Schwefelsäure frei wird; diese wird von etwa in der Nähe befindlichem Kalkstein aufgenommen, so dass sich Gyps bildet, oder sie wird von den Wassern fortgeführt. Als ein Oxydationsprodukt der Blende resultiert Zinkvitriol, aus Kupferkies Kupfervitriol und Eisenvitriol, aus Bleiglanz Bleivitriol, aus Speißkobalt Kobaltvitriol. Aus Zersetzung der durch Oxydation aus den Schwefelmetallen entstehenden schwefelsauren Metalloxyde vermittelst Wassers, welches Karbonate von Alkalien oder Erden enthält, gehen durch Umsetzung Sulfate der letzteren und kohlensaure Metalloxyde hervor, indem die Alkalien oder alkalischen Erden die Schwefelsäure, die Metalloxyde hingegen die durch Zersetzung der Karbonate freigewordene Kohlensäure ergreifen. Auf diese Weise entstehen namentlich einerseits Weißbleierz, Malachit, Kupferlasur und Zinkspat, andererseits Gyps und Schwerspat. Endlich gehen aus der Zersetzung und Oxydation von Schwefelmetallen Metalloxyde hervor, welche dann das Muttermineral in Form eines feinen Überzuges inkrustieren, nach bergmännischer Ausdrucksweise aus ihm »herausgeblüht« sind. Auf diese Weise kommt Molybdänocker auf Molybdänglanz, Antimonocker und Antimonblüte auf Antimonglanz, Arsenikblüte auf Arsenikkies in genetisch bedingter Vergesellschaftung vor.

Aus dem Erdöl geht durch Aufnahme von Sauerstoff zuerst das zähe Erdpech und dann der feste, muschelig brechende Asphalt hervor, während dort, wo diese pflanzlichen und tierischen Zersetzungsprodukte Gesteine imprägnieren, infolge längeren Zutrittes atmosphärischer Luft eine vollkommene Oxydation des Kohlenstoffes in entweichende Kohlensäure stattfindet. Infolge davon bleichen die ursprünglich schwarzen, von Bitumen getränkten Gesteinen an der Luft ziemlich rasch, so z. B. viele Brandschiefer und die Asphalt-Kalksteine von Limmer bei Hannover, deren Oberfläche vollkommen weiß wird, während das Innere der Gesteinsstücke schwarzbraun ist.

4. Karbonatbildung durch Zersetzung von Silikaten.*)

Kohlensäurehaltige Wasser zersetzen die Silikate von Kalk, Kali, Natron, Eisenoxydul und Manganoxydul bei gewöhnlicher Temperatur, wobei Karbonate dieser Basen gebildet werden und Kieselsäure frei wird. An der Zusammensetzung der Hauptmasse der Erdkruste nehmen Feldspat, Augit, Hornblende einen bedeutenden Anteil. Diese bestehen aber aus kieselsaurer Thonerde oder kieselsaurer Magnesia nebst Alkali-, Kalk-, Eisenoxydul- oder Manganoxydulsilikaten und werden deshalb von der Kohlensäure der Sickerwasser zersetzt. Es resultieren Karbonate von Alkalien, Kalk, Eisen- und Manganoxydul und zugleich wird Kieselsäure ausgeschieden, während die nur schwer angreifbaren Silikate von Thonerde und Magnesia nach Aufnahme von Wasser als wasserhaltige Silikate zurückbleiben. Das Brausen mit Säuren, welches man bei vielen ursprünglich keine Karbonate enthaltenden Diabasen, Basalten und Melaphyren beobachtet, deutet an, dass diese Umwandlung bereits begonnen hat. Die Produkte dieser letzteren, die Karbonate, werden von den Gewässern vollständig ausgelaugt und weggeführt, — ganz zersetzte Gesteine brausen daher nicht mehr mit Säuren. Die ausgeschiedene Kieselsäure ist im Wasser löslich und wird deshalb von letzterem zugleich mit den kohlensauren Alkalien und Erden fortgeführt. Als letzter, schwer angreifbarer Zersetzungsrückstand der ausgelaugten Gesteine bleiben die wasserhaltigen Silikate von Thonerde und Magnesia zurück. Diejenigen der Thonerde sind als Thon und Kaolin, die der Magnesia als Chlorit, Serpentin, Speckstein, Talk bekannt; diese sind demnach die zurückbleibenden, die Karbonate und Kieselsäure die weggeführten Produkte des Zersetzungsprozesses vieler gemengter krystallinischer Gesteine durch kohlensäurehaltige Sickerwasser. Gesteine, deren Bestandteile in diesem von der Oberfläche nach innen zu fortschreitenden Vorgange begriffen sind, befinden sich im Zustande der Verwitterung. Mit dieser geht eine Auflockerung der Felsmassen und endlich ein Zerfallen derselben zu Grus oder thonigem Sand Hand in Hand. Meist schreitet dieselbe nicht gleichmäßig, sondern auf Klüften und Rissen des Gesteines besonders rasch vor. Namentlich ist dies bei den Graniten und Syeniten der Fall, welche von einem Netze von Absonderungsklüften durchzogen werden. Diesen folgt die Verwitterung, dringt von ihnen aus beiderseits in das Gestein ein und verwandelt dasselbe in mulmigen Grus (*g* Fig. 49). Als Kerne des so entstehenden Maschenwerkes von Verwitterungsprodukten bleiben rundliche Blöcke von noch festem, frischem Gestein übrig (*G*). Spülen dann die atmosphärischen Niederschläge die lockeren Zersetzungsrückstände weg, so verlieren die Klötze ihren Halt, stürzen nach den Lücken zwischen ihnen um und bilden nun ein oft gewal-

*) Die einschl. Litteratur siehe: Roth. Allg. Geologie I. S. 112; S. 300.

tiges Haufwerk von chaotisch aufeinander getürmten, rundlichen oder wollsackähnlichen Blöcken, die Felsenmeere (Fig. 50, Brocken im Harz, Luisenburg und Kösseine im Fichtelgebirge, Odenwald, Böhmerwald, Pyrenäen), oder sie ragen in den je nach der Absonderung des Granites mannigfaltigst

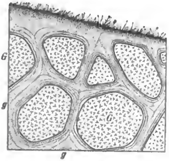


Fig. 49. Verwitterung des Granites. G = Granitkerne im mulmigen Granitgrus (g).


Fig. 50. Durch Wegwaschung des Gruses entstandenes Haufwerk von Granitblöcken.

gestalteten Ruinenformen über die Oberfläche empor Greifensteine im Erzgebirge, Schnarcher im Harz, Rudolfstein im Fichtelgebirge).

Auf geneigtem Untergrunde werden die Verwitterungsrückstände der in Zersetzung begriffenen Gesteine von den fließenden Gewässern weggespült (Denudation; siehe § 14). Ist dies wegen zu geringer Neigung der Erdoberfläche und deshalb mangelnden Gefälles nicht möglich, so bleiben sie als Grus, grandiger Lehm, sandiger, kaolinischer oder eisenschüssiger Thon (z. T. als Laterite) liegen und bilden eine mit der Zeit an Mächtigkeit (in China, den Anden, California bis zu einer solchen von mehreren Hundert Metern) zunehmende Decke über dem frischen Gesteine (accumulierende Zersetzung). Die derartigen noch auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte befindlichen Verwitterungsprodukte werden als Eluvium zusammengefasst.

Als die weitverbreitetsten Mineralien, welche dem oben beschriebenen Vorgange unterworfen sind, dürften zu nennen sein: Orthoklas, Oligoklas, Labrador, Hornblende, Augit und Olivin.

Der Orthoklas, ein Kalifeldspat, der häufigste Vertreter der Feldspatfamilie, ein Hauptbestandteil des Granites, Gneißes, Granulites, Syenites und vieler Porphyre, besteht aus 1 Atom Thonerde, 1 Atom Kali und 6 Atomen Kieselsäure, wobei jedoch fast immer ein kleiner Teil des Kali durch Natron, Kalk oder Eisenoxydul vertreten wird. Die als Kaolinisierung bezeichnete Zersetzung des Orthoklases ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Sie beginnt auf der Außenseite des orthoklasführenden Gesteines und gewöhnlich auf der Oberfläche der Krystallindividuen und dringt von hier aus auf Blätterdurchgängen, Zwillingsnähten, Spältchen und Rissen in das Innere der Orthoklase vor. Diese verlieren zuerst ihren Glanz, werden

matt, ihre fleischrote Farbe geht in eine weiße über, es bildet sich eine mit dem Fortschreiten des Prozesses an Dicke zunehmende Rinde; Spaltbarkeit, Härte und Zusammenhalt gehen verloren, aus dem festen krystallinischen Feldspat geht ein weißes, erdiges Thongestein, der Kaolin, hervor. Diese Umwandlung besteht darin, dass Kali nebst dem etwa in geringen Mengen vorhandenen Kalk, Natron und Eisenoxydul durch kohlensäurehaltige Wasser in Karbonate umgewandelt und ebenso wie ein Teil der Kieselsäure, fortgeführt werden, das zurückbleibende Thonerdesilikat hingegen 2 Atome Wasser aufnimmt. Schematisch lässt sich der Kaolinisierungsprozess wie folgt darstellen:

	SiO^2	$(Al^2)O^3$	K^2O	H^2O
100 T. Orthoklas bestehen aus	64,63	18,49	16,88	—
Entführt werden	43,05	—	16,88	—
Aufgenommen werden . .	—	—	—	6,47
Es bleiben	21,58	18,49	—	6,47 = 46,5 Kaolin.

So rein tritt indessen der Kaolin kaum auf, enthält vielmehr Reste des Mutterminerales in mehr oder weniger verändertem Zustande.

Die gelöste, aber oft nur auf geringe Entfernung entführte Kieselsäure hat zur Bildung von Konkretionen und Gängen von Opal, Chalcedon, Quarz und Hornstein Veranlassung gegeben, welche sich in den Kaolinablagerungen vieler Lokalitäten finden. Namentlich sind es die Granite und Porphyre, welche durch Zersetzung ihres Feldspatgemengteiles zuerst in ihrem inneren Gefüge gelockert werden, dann zu Grus zerfallen und endlich Anlass zur Bildung von Kaolinablagerungen geben. Aus Granit hervorgegangen, finden sie sich in großartigem Maßstabe z. B. bei Karlsbald, bei Schneeberg in Sachsen, bei Limoges in Frankreich, bei St. Austell in Cornwall; aus der Zersetzung des Porphyres resultieren die Kaoline von Rasephas bei Altenburg, die von Morl und Trotha bei Halle u. a.

Der Sanidin, eine Varietät des Orthoklases, vertritt diesen letzteren in den jüngeren Eruptivgesteinen; er ist demnach ein Hauptbestandteil der Liparite, Trachyte und Phonolithe und wird durch die nämlichen Zersetzungsprozesse, wie der Orthoklas der Porphyre und Granite, in Kaolin umgewandelt.

Der Oligoklas, Kalknatronfeldspat, bildet einen wesentlichen Gemengteil des Granites, Quarzporphyres und Trachytes, in welchen er neben Kalifeldspat, sowie des Diorites, Diabases, Melaphyres, Andesites und Plagioklasbasaltes, in welchen er ohne jenen vorkommt. Der Oligoklas verfällt der Kaolinisierung noch schneller als der Orthoklas, deshalb liegen oft in ein und demselben Handstücke neben noch vollkommen unzersetzten und deshalb stark glänzenden Orthoklasindividuen die bereits matten, erdigen, also schon im Zustande der Verwesung begriffenen Individuen des Oligo-

klases. Die demselben bei seiner Kaolinisierung entführten Karbonate sind diejenigen von Natron und Kalk.

Labrador, Natronkalkfeldspat, ist ein Hauptgemengteil des Gabbros und Hypersthenites, sowie gewisser Diabase, Dolerite und Basalte. Seiner Kieselsäure-Armut und seines Kalkreichtums wegen ist der Labrador der am leichtesten zersetzbare aller größere Verbreitung besitzenden Feldspäte. Namentlich ist es die Kalkerde, welche durch die Kohlensäure des Sickerwassers bis zum gänzlichen Verschwinden aus ihrer Verbindung mit der Kieselsäure ausgeschieden und weggeführt wird; erst dann scheint die Zersetzung des Natronsilikates und die Auslaugung des entstehenden Karbonates zu beginnen.

Der thonerdehaltige Augit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Diabases, Melaphyres, Dolerites und Basaltes. Durch kohlensäurehaltige Gewässer wird demselben zunächst Kalk, ferner Magnesia und Eisenoxydul entzogen, dagegen wird Wasser aufgenommen, sodass nur ein wasserhaltiges Thonerdesilikat zurückbleibt. Da aber ein großer Teil des Eisenoxydules als Eisenoxydhydrat wieder ausgeschieden wird, so wird der bleibende Rückstand von einem eisenschüssigen Thon gebildet. Sehr häufig (namentlich in Diabasen) ist die Umwandlung der Augite in grüne, faserige oder schuppige, wasserhaltige Thonerde-, Magnesia-, Eisenoxydulsilikate, und zwar in Grünerde, Chlorit, Viridit, welche auf der gänzlichen oder teilweisen Entführung des Kalkes und dem Zutritt von Wasser, in gewissen Fällen (Grünerde) auch von Alkalien und Eisenoxyden beruht. Bei den Augiten der Diabase wird dieser Prozess dadurch eingeleitet, dass sich an den Rändern der Augitkrystalle und auf den Sprüngen, welche letztere in Menge durchziehen, eine lauchgrüne, vorherrschend schuppige, selten faserige Substanz (Chlorit, Viridit) bildet, zugleich sich aber auch in den Spältchen und zwischen den Zwillingslamellen der benachbarten Plagioklase, ferner auf den Rissen des Quarzes ansiedelt. Bei weiterer Umwandlung des Gesteines nimmt das chloritische Mineral auf Kosten des Augites an Masse und Verbreitung zu, so dass vom Augite nur noch rudimentäre Krystallbrocken übrig bleiben. Schließlich verschwinden auch diese vollständig und werden durch dunkelgrüne Chloritmaterie ersetzt. Letztere tritt dann oft als förmliche Pseudomorphose nach Augit auf. Hand in Hand mit diesem Prozesse geht die Ausscheidung von Magneteisenerz.

Zu ganz ähnlichen Resultaten führt die vollständige Zersetzung der thonerdehaltigen Hornblende. Durch Fortführung des Kalkes und der Magnesia, Aufnahme von Wasser und Umwandlung des Eisenoxyduls in Eisenhydroxyd entsteht als Residuum ein eisenschüssiger Thon, — durch Entfernung des Kalkes und Wasseraufnahme Chlorit, — durch Entführung der Magnesia und Ausscheidung von Quarz und Kalkspat Epidot, — durch Abgang der Thonerde und des Kalkes, ferner eines Teiles des

Eisens, sowie Wasseraufnahme Serpentin. Ganze Lager des letzteren Gesteines in der Oberpfalz, im sächsischen Granulitgebirge, im Böhmerwalde u. a. O. sind auf diese Weise aus Amphibol- oder aus Pyroxengesteinen hervorgegangen.

Olivin, ein Magnesia-Eisenoxydulsilikat mit 40,98 Kieselsäure, 49,18 Magnesia und 9,84 Eisenoxydul, ein Bestandteil des Basaltes, der Melaphyre, des Forellensteines, gewisser Gabbros und Diabase, namentlich aber der Olivingesteine, zersetzt sich ziemlich rasch in ein wasserhaltiges Magnesiasilikat, den Serpentin.*) Diese Umwandlung beruht auf der Aufnahme von Wasser und gleichzeitiger Ausscheidung des Eisens, welches sich als Oxyd, Oxydul und Oxyduloxyd wieder ablagert. Die einzelnen Stadien dieses Serpentinisierungsprozesses des Olivines lassen sich an Dünnschliffen olivinhaltiger Gesteine mit dem Mikroskop auf das genaueste verfolgen. Da die Umwandlung naturgemäß von außen beginnt, und nach innen fortschreitet, so ergreift sie zuerst den Rand des Olivinkornes und verwandelt dieses ursprünglich vollkommen klare, licht grünlichgraue Mineral in eine dunkelgrüne, grasgrüne oder bräunliche Substanz von meist feinfaseriger Struktur, welche, den Spalten und Rissen folgend, die das Mineral durchziehen,



Fig. 51. Ein in Serpentinisierung begriffenes Olivinkorn. Nach *Zirkel*.

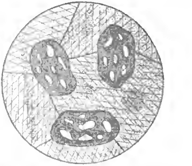


Fig. 52. Krystallinischer Kalk mit Körnern von Serpentin, letztere mit Resten von frischem Olivin. Nach *Zirkel*.

sich nach dem Innern desselben fortpflanzt (Fig. 51). Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Kapillarspalten und den Rändern aus gleichzeitig beginnt, so sieht ein solcher Olivin maschig aus; nur die Zentren jeder Masche sind dann noch Olivin, das Netz ist Serpentin (Fig. 52). Von den

*) Volger. Entwickelungsgeschichte der Talkglimmerfamilie. 1855. S. 283. — Sandberger. N. Jahrb. 1865. S. 449; 1866. S. 385; 1867. S. 171; 1871. S. 621. — Tschermak. Sitzber. d. Wien. Akad. d. Wiss. 1867 (B. 56). S. 283. — Zirkel. Mikrosk. Beschaff. d. Mineral. 1873. S. 308. — Rosenbusch. Mikrosk. Physiographie der petr. wichtigen Mineralien 1885. S. 557. — Rieß. Z. f. d. ges. Naturw. 1879. Bd. LII. S. 1. — Eichstädt. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1884. VII. S. 333. u. A.

Spältchen aus verbreitet sich die Serpentinisierung allmählich über die ganze Mineralsubstanz, während zugleich der Rand rötlichgelb wird. In Dünnschliffen von Basalt, Melaphyr, Serpentin u. a. Gesteinen ist dieser Serpentinisierungsprozess des Olivines ungemein häufig zu beobachten. Auch makroskopisch lässt sich die Umwandlung des Olivines in Serpentin und zwar am vortrefflichsten an den bekanuten Olivinkrystallen von Snarum in Norwegen verfolgen. Diese Krystalle bestehen, nach Volger, aus einer äußeren Rinde von gelblichgrünem, lauchgrün geflecktem Serpentin, von welcher aus haarfeine zum Teil sich gabelnde, wiederum scharende Serpentintrümer in die Kernmasse des Krystalles verlaufen, sodass sie ein körperliches Netz bildet, welches lauter Körner eines glashellen Olivines umfasst. Jedes dieser Körner ist wiederum von zahllosen noch feineren Rissen durchsetzt, welchen eine unendlich zarte Lage opaker Serpentinsubstanz entspricht, und welche allmählich auf Kosten des Olivines mehr und mehr an Breite zunehmen und denselben schließlich aufzehren. Dann ist der Serpentinisierungsprozess des Olivinkrystalles vollendet. Zahlreiche ausgedehnte und mächtige Lager von Serpentin sind aus derartiger Umwandlung olivinreicher Gesteine hervorgegangen; in vielen von ihnen, so in denen von Zöblitz, Niederschlesien, Todtmoos, Feistritz, Kraubat, Matrey, Brünn u. a. O., sind die Beweise ihrer Entstehung aus olivinreichen Gesteinsarten dadurch gegeben, dass sich in ihnen noch Olivinkörnchen erhalten haben.

Der Zersetzungsprozess der letztgenannten Gesteinsgemengteile, also von Kalknatronfeldspat, Augit und Olivin durch die Tagewasser geht in großem Maßstabe in dem wesentlich aus jenen drei Mineralien zusammengesetzten Basalte vor sich. Die kohlensäurehaltigen Wasser dringen in die anscheinend dichte Basaltmasse und beginnen die in deren Gesteinselementen enthaltenen Silikate von Kalk, Natron, Kali und Eisenoxydul in Karbonate umzuwandeln. In diesem Zustande braust der Basalt bei Berührung mit Säuren. Anhaltende Zirkulation der Sickerwasser in diesem karbonathaltigen Gesteine bedingt die allmähliche Auslaugung der letzteren, zugleich aber eine teilweise Fortführung der aus ihren Verbindungen ausgeschiedenen Kieselsäure. Dann beginnt auch die Zersetzung der kieselsauren Magnesia und die Fortführung des entstehenden Karbonates. Den Rückstand bildet die kieselsaure Thonerde, welche Wasser aufgenommen hat, die übrige Kieselsäure und das aus Oxydation des Eisenoxydules oder Eisenoxydoxydules hervorgegangene Eisenoxyd; sie repräsentieren als eisenschüssiges wasser- und zum Teil auch noch magnesiahaltiges Thonerdesilikat (Basaltwacke und Wackenthon) das Residuum des Zersetzungsprozesses des Basaltes, welcher ursprünglich bestand aus: 43—50 Kieselsäure, 14—16 Thonerde, 11—15 Eisenoxydul und Eisenoxyd, 10—12 Kalk, 4—9 Magnesia, 1—2 Kali, 3—5 Natron, 1—2 Wasser.

Auf ähnliche Weise entsteht der Laterit (S. 119) durch accumulierende

stetig in die Tiefe fortschreitende Zersetzung der krystallinischen Gesteine feuchter Tropenregionen.*)

Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, dass das Wasser in der vielfältigsten und erfolgreichsten Weise bestrebt ist, **dem Gebirgsinneren Material zu entziehen.** Viele Mineralsubstanzen löst es direkt (Steinsalz, Kalkstein), andere, die ihm widerstehen, wandelt es vorher in lösliche um (Schwefelkies in Eisenvitriol, Kupferkies in Kupfer- und Eisenvitriol, Anhydrit in Gyps), um sie dann zu entführen, noch andere schwer lösliche zersetzt es mittels seines Kohlensäuregehaltes und bemächtigt sich aller dann löslichen Elemente (der Alkalien, des Kalkes, des Eisenoxydules und eines Teiles der Magnesia und der Kieselsäure der Feldspäte, Hornblenden und Augite), sodass wenigstens eine teilweise Entführung des ursprünglichen Gesteines stattfindet. Kurz, überall tritt die Tendenz des Wassers hervor, entweder die Gesteinselemente direkt zu lösen, oder nach Zersetzung unlöslicher Verbindungen wenigstens einen Teil derselben zu entführen. Gewisse Reaktionen gegenseitig auf einander einwirkender Minerallösungen verzögern freilich diesen Prozess der Auslaugung dadurch, dass von neuem schwer lösliche Verbindungen entstehen. Dieser Umstand tritt z. B. ein, wo kieselsaure Alkalien mit schwefelsaurer Magnesia oder Chlormagnesium in Berührung gelangen, wobei kieselsaure Magnesia gebildet wird, ferner wo durch Schwefelwasserstoff aus kohlensauren und kieselsauren Metallsalzen Schwefelmetalle gefällt werden. Solche Vorgänge halten den Auslaugungsprozess, welchem die Erdkruste unterworfen ist, zwar auf, gleichen ihn aber bei weitem nicht aus. In den wasserhaltigen Silikaten der Thonerde und Magnesia sehen wir die nur in geringem Maße angreifbaren, nicht aber die gänzlich unlöslichen Rückstände des Extraktionsprozesses der Gesteine vor uns.

Die Lösungen, in welche die ursprünglich reinen Sickerwasser durch letzteren umgewandelt werden, sind hauptsächlich solche der

Karbonate von Kali, Natron, Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul;

Sulfate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Kupferoxyd und anderen selteneren Metallen;

Silikate von Alkalien, Kalk, Magnesia, Thonerde, Eisenoxyden;

Kieselsäure;

Chlornatrium und andere Chlorüre, sowie Fluoralkalien.

Diese Lösungen werden zum Teil, ohne weitere Veränderungen zu erleiden und ohne neue Verbindungen und Zersetzungen einzugehen, als Mineralquellen zu Tage oder in unterirdische Hohlräume treten und dort

*) Pechuel-Lösche. Ausland 1884. S. 402. — Posewitz. Peterm. geogr. Mitt. 1887. S. 20. — Schenck. Z. d. D. g. Ges. 1890. S. 610.

durch Verlust eines Teiles der Kohlensäure oder durch Verdunstung des Wassers ihre Bestandteile wieder absetzen. Andere jener Lösungen aber leiten durch ihr Zusammentreffen direkt neue chemische Vorgänge entweder gegenseitig unter sich oder durch Einwirkung auf feste Mineralsubstanzen ein, wobei dem Spiel der chemischen Wahlverwandtschaften ein weites Feld eröffnet ist.

§ 4. **Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen.** Wenn die durch Auslaugung des Gebirgsinneren von Seiten reiner oder kohlensäurehaltiger Wasser entstandenen Mineralsolutionen mit atmosphärischer Luft in Berührung gelangen, verdunstet ein Teil des Wassers oder der Kohlensäure und die aufgelösten Mineralsubstanzen scheiden sich zum Teile aus. Zu diesem Vorgange bietet sich innerhalb der Erdkruste in Spalten, Höhlen und Drusenräumen Gelegenheit.

Die Mineralabsätze in **Drusen-** und **Blasenräumen** haben deshalb eine große Bedeutung, weil sie ein Bild der Zersetzungs- und Auslaugungsprozesse geben, welche innerhalb des Gesteines, in dem sie auftreten, vor sich gehen. Am lehrreichsten sind deshalb die Mandelsteinbildungen in zusammengesetzten krystallinischen Gesteinen wie Melaphyr, Basalt, Phonolith, Diabas. Die Blasenräume der Melaphyre sind von Grünerde, Chalcedon, Quarz, Amethyst, Zeolithen, Prehnit und Kalkspat ausgefüllt oder inkrustiert. Gewöhnlich bildet die Grünerde eine feine Rinde, welche die Wände des Hohlraumes auskleidet. Es müssen deshalb die Gesteinsgemengteile, welche Thonerde-, Eisenoxydul- und Magnesiasilikate enthalten, zuerst zersetzt, fortgeführt und zur Bildung jener Rinde verwandt worden sein. In diesem Falle ist also die Zersetzung des Augites, von welchem jene Silikate stammen müssen, der des Plagioklases vorausgegangen. Dann wurden letzterer und die übrigen Kalksilikat enthaltenden Gesteinselemente unter Bildung von Kalkkarbonat zersetzt, welches, falls eine genügende Menge kohlensäurehaltigen Wassers vorhanden war, ausgelaugt, in die Blasenräume geführt und dort abgesetzt wurde, sodass diese nicht selten vollkommen von Kalkspat ausgefüllt sind. Wurde jedoch die ganze Kohlensäure von der Zersetzung der Silikate absorbiert, so führten die Gewässer die durch letzterwähnten Prozess freigewordene Kieselsäure weg und den Blasenräumen zu, auf deren Wänden sich die Solution ausbreitete. Verdunstete das Wasser, so schied sich die Kieselsäure aus und bildete dünne, konzentrische Chalcedonlagen von verschiedener Färbung. Trat später ein schnellerer Zufluss von sich fortwährend erneuernder Kieselsäuresolution ein, welche den Raum innerhalb der Chalcedonkruste ganz ausfüllte, so wurde die Verdunstung außerordentlich beschränkt und die Möglichkeit zur Ausscheidung vollkommener Quarz- oder Amethyst-Krystalle gegeben, wie sie häufig das Innere der Chalcedondrusen erfüllen. Auf die Absätze der kieseligen Substanzen folgen die der Zeolithe, so des Natrolith, Skolezit, Desmin, Stilbit, Analcim,

Chabasit. Sie verdanken ihr Material den Silikaten von Kalk, Natron, Kali und Thonerde, welche bei der Zersetzung der Silikatgesteine von Seiten der Gewässer nicht vollständig in Karbonate umgewandelt, sondern z. T. als Silikate fortgeführt wurden, und bestehen gewissermaßen aus regenerierter, wasserhaltiger Feldspatsubstanz. Deshalb finden sich diese Zeolithe nur in den Hohlräumen von Gesteinen, welche leicht zersetzbare Feldspäte enthalten, nicht aber in Orthoklasgesteinen wie Granit und Quarzporphyr. Aus diesem Grunde kommen auch natron- und kalkhaltige Zeolithe häufiger vor als kalihaltige.

In den Phonolithen widersteht zwar der Sanidin als Kalifeldspat der Zersetzung hartnäckiger, dahingegen begünstigen zwei andere natronreiche und sehr leicht zersetzbare Gemengteile, der Nephelin und Nosean, die Bildung von Zeolithen und zwar namentlich von Natrolith, welcher begleitet von Desmin, Apophyllit, Chabasit, Analcim, Kalkspat und Hyalith fast überall, wo Phonolithe auftreten, die Drusen- und Spaltenräume dieses Gesteines auskleidet, während deren Umgebung oft förmlich ausgelaugt erscheint.

Ebenfalls sehr reich an Mineralabsätzen, die von der Zersetzung und Auslaugung des Nebengesteines herstammen, sind die Hohlräume der mandelsteinartigen Basalte. In ihnen haben sich Chalcedon, Opal, Hyalith, Quarz, Amethyst, Kalkspat, Aragonit, Sphärosiderit, Dolomitspat, Grünerde, Desmin, Stilbit, Natrolith, Analcim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Laumontit, Prehnit und andere Silikate angesiedelt. An sehr vielen Punkten ist der verwitternde Basalt reich an Sehnüren, Mandeln und Nestern von reinem kohlensaurem Kalke, also Kalkspat und Aragonit, während Silikate fehlen; hier war demnach die Bildung und Fortführung von Kalkkarbonat durch kohlensäurehaltige Wasser der ausschließliche, bei dem Vorwalten der Zeolithe jedoch die Auflösung der unzersetzten Silikate der wesentliche Vorgang, während dort, wo Chalcedone und Quarz die Hauptausfüllungsmasse bilden, an Kohlensäure arme Wasser die durch Zersetzung der Silikate freigewordene Kieselsäure fortführten und ausschieden.

In den Diabasmandelsteinen wird die Ausfüllung der Blasenräume namentlich von Kalkspat, Eisenhydroxyd, Delessit und Quarz gebildet, welche aus den leicht zersetzbaren Plagioklasen und Augiten dieses Gesteines herrühren.

Ähnliche Neubildungen von Mineralien und zwar namentlich von Zeolithen, wie sie in den Blasenräumen der in Zersetzung begriffenen Gesteine sich vollziehen, sind von Daubrée aus dem Mauerwerke altrömischer Bäder, z. B. von Plombières in den Vogesen beschrieben worden.*) Hier

* A. Daubrée. Experimental-Geologie. Deutsch v. A. Gurlt. Braunschweig. 1880. S. 138 und Eaux souterraines aux ép. anciennes. Paris. 1887. S. 30.

haben sich in den Poren, Höhlungen und Klüften der von den silikathaltigen Thermalwassern durchströmten Ziegelsteine und des Mörtels, ganz wie in den Melaphyr-, Phonolith- und Basaltmandelsteinen, Krystallgruppen und Aggregate von Chabasit, Harmotom, Mesotyp, Apophyllit, Gismondin, Kalkspat und Aragonit, ferner Inkrustate von Opal, Hyalith und Chalcedon angesiedelt.

Ebenso wie in Drusenräumen konnten die dem Gebirgsinneren entstammenden Solutionen ihren Mineralgehalt in Spalten absetzen. Durch allmähliche Ausfüllung der letzteren entstehen Mineralgänge und -trümer. Diese führen entweder nur Kalkspat, Quarz, Schwerspat oder Flussspat, oder aber neben diesen, ja selbst ausschließlich Erze, von welchen die des Eisens, Bleies und Kupfers die gewöhnlichsten sind. Der Kalkspat stammt entweder von der direkten Auflösung der Kalksteine (daher die Häufigkeit von Kalkspat in Spalten der Kalksteinformationen) oder von der Zersetzung der Kalksilikate des Nebengesteines. Der Quarz ist vorwiegend ein Absatz aus Gewässern, welche sich bei der Zersetzung von Silikatgesteinen mit der freiwerdenden Kieselsäure beladen. Der Schwerspat dürfte sich meist aus Lösungen von kohlensaurem Baryt, welche mit Sulfate führenden Gewässern zusammenkamen, ausgeschieden haben. Das Barytkarbonat in den Sickerwassern ist z. T. aus dem Barytgehalte vieler Feldspäte zu erklären (nach Sandberger enthält der Orthoklas des Schwarzwald-Gneißes und -Granites 0,22—0,81%, der des Karlsbader Granites 0,18% Baryt). Der Flussspat gelangt in die Gangspalten dadurch, dass kohlensaure Alkalien die zufälligen Flussspatgemengteile des Nebengesteines zersetzten, wodurch sich Fluoralkalien bildeten, welche als Lösung in die Spalten geführt und hier, falls sie mit Kalksilikaten in Berührung kamen, die Ausscheidung von Flussspat veranlassten. Übrigens ist dieses Mineral auch in 26923 Teilen reinen Wassers löslich und kann deshalb auf direktem Wege zum Absatze in Spalten gelangen. Ebenso wie in Mandel- und Drusenräumen können auch Silikate und zwar namentlich Zeolithe, in Gängen auftreten, wohin die Elemente zu ihrer Bildung in gelöstem Zustande geführt werden. So sind die Andreasberger Silbererzgänge reich an Harmotom, Apophyllit, Analcim, Stilbit und Desmin, die Kupfergänge am Lake Superior in Nord-Amerika an Apophyllit, Analcim, Prehnit und Laumontit.

Wie Quarz für sich allein, so krystallisiert er auch in Verwachsung mit Orthoklas aus wässeriger, dem Nebengestein entstammender Lösung aus, z. B. auf der Oberfläche der in Zersetzung begriffenen Porphyrgerölle des Kohlenkonglomerates bei Enba unweit Chemnitz*), — ja es können auch krystallinisch körnige Aggregate von Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Glimmer und Turmalin aus mineralhaltigen Sickerwassern in Spalten zur Ausschei-

*) Knop. N. Jahrb. f. Min. 1859. S. 595. — Volger, ebend. 1861. S. 1.

dung gelangen und entweder die Wände derselben inkrustieren, oder sie durch vollständige Ausfüllung zu granitartigen Gängen umgestalten. Solche pegmatitische Gangsekretionen*), wie sie in dem sächsischen Granulitgebirge, im Riesengebirge, auf der Insel Elba, in den nordamerikanischen Gneißen aufsetzen, zeichnen sich durch ihre den Erzgängen ganz analogen Strukturverhältnisse, namentlich durch die stengelige, bandförmige oder kokardenartige Anordnung der Gemengteile, sowie durch ihren Reichtum an Drusenräumen aus, welche letztere dem Orthoklas, Quarz, Turmalin und Glimmer Gelegenheit zur Ausbildung freier Krystallenden gewährten.

Das Auftreten von Erzen in Gangspalten ist dadurch bedingt, dass lösliche Metallsalze durch Gewässer in jene geführt und darin, falls hier gewisse Bedingungen erfüllt werden (Reaktionen, Verdunstung), als schwerlösliche Schwefelmetalle und Metalloxyde abgeschieden werden. Der Ursprung der den Spalten zugeführten Metallsalzlösungen ist ein höchst mannigfaltiger. Oft mögen dieselben als Metallsulfate von der Vitriolisierung von Schwefelmetallen (S. 201) herstammen, wie solche den Gesteinen sehr gewöhnlich in größeren oder geringeren, z. T. mikroskopischen Dimensionen und schwankenden Mengen beigemengt sind. Anderseits werden aber auch durch Zersetzung der in den Glimmern, Hornblenden und Augiten der Gesteine enthaltenen Silikate von Eisen und Mangan, sowie spurenweise auch wohl von Kupfer, Blei, Kobalt, Nickel, Wismut, Silber, Arsen, Antimon und Zinn von seiten kohlensäurehaltiger Wasser (S. 202) Karbonate gebildet und mit der ausgeschiedenen Kieselsäure in die Spaltenräume gelangen können. Endlich gehen auch direkte Lösungen der Silikate von z. B. Zink, Kupfer, Nickel, Blei und Silber, sowie der als Gemengteile der Kalksteine und Dolomite vorkommenden Eisen- und Mangankarbonate vor sich. — In den Gangspalten fand also einerseits eine Ansammlung von Sulfaten, Karbonaten und Silikaten von Metalloxyden statt, auf der anderen Seite war die Möglichkeit des Zutrittes von Schwefelwasserstoff haltigen Gewässern geboten. Fand dieses Gas Zutritt zu den Metallsalzsolutionen, so gelangten Schwefelmetalle zur Ausscheidung. Wo es hingegen in Spalten an Schwefelwasserstoff fehlte, da schieden sich die Erze, wenigstens manche derselben, als schwerlösliche Metallsalze, als Karbonate und Phosphate oder in Verbindung von Metallsäuren aus. Auf letztere Weise sind die Gänge von Brauneisenstein und Spateisenstein entstanden. Kohlensaures Eisenoxydul ging aus direkter Lösung oder aber aus Zersetzung der Silikate dieses Metalles hervor und wurde in die Gangspalten geführt, wo es sich, je nachdem die atmosphärische Luft Zutritt hatte oder nicht, als

*) H. Crd. Z. d. D. Geol. Ges. 1873. S. 104—223. — F. Klockmann, ebendort. 1882. — G. vom Rath, ebendort. 1870. S 644. — St. Hunt. Americ. Journ. 1871. Vol. I. S. 82. 182; 1872. Vol. III. S. 115.

Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) oder als kohlensaures Eisenoxydul (Spateisenstein) absetzte, während durch Beimischung von schwefelwasserstoffhaltigem Wasser Schwefelkies resultierte.

Die Abstammung aller innerhalb der Spalten zur Ausscheidung gelangten Erze findet Sandberger und vor ihm Forchhammer ausschließlich in den Metallsilikaten der Bestandteile des direkten Nebengesteines der Gangspalten; nach ihm entstehen somit die Erzgänge durch Lateralsekretion*). Gewichtige Bedenken gegen die Verallgemeinerung dieser Theorie wurden von A. Stelzner geltend gemacht**). Auf Grund dieser Einwürfe bleibt es wahrscheinlich, dass die Mehrzahl der Erzgänge Mineralquellen, welche aus größerer Tiefe und Entfernung stammen und dort bereits auslaugend auf die durchsickerten Gesteine eingewirkt haben, ihren Ursprung verdanken. Die Entstehung anderer (z. B. Zinnober und Zinnsteingänge) steht mit vulkanischen Nachwirkungen in Zusammenhang, ist also auf Absätze durch Solfataren, Fumarolen und Thermen zurückzuführen.

In ganz analoger Weise wie auf Spalten konnten die mit Mineralsubstanzen beladenen, unterirdisch zirkulierenden Gewässer auf **Höhlen** treffen und hier einen Teil ihrer Last absetzen. Am gewöhnlichsten war dies mit Lösungen von doppeltkohlensaurem Kalke der Fall, aus welchen sich bei der Verdunstung des Wassers oder nach Verdrängung der halb gebundenen Kohlensäure durch die atmosphärische Luft kohlensaurer Kalk als Tropfstein ausscheidet. Dieser bildet dort, wo die Solution sich auf den Wandungen der Höhle ausbreitet, mehr oder weniger dicke Inkrustationen (Deckensinter), an Punkten aber, an denen die Wassertropfen so langsam fallen, dass sie an der Höhlendecke hängen bleiben, bis sich ein Teil des Kalkspates ausscheidet, resultieren eiszapfenartige Gebilde von Kalksinter, die Stalaktiten. An den Stellen, wo die fallenden Tropfen aufschlagen, findet der Absatz des letzten, bis dahin noch in Lösung befindlichen Restes von kohlensaurem Kalke statt, der zur Bildung von Stalagmiten Veranlassung giebt. Diese wachsen allmählich in die Höhe, also den Stalaktiten entgegen, bis sie sich zuweilen mit diesen vereinen und dann Kalksintersäulen (Orgeln) bilden. Nicht immer ist es rhomboëdrischer kohlensaurer Kalk, Kalkspat, welcher auf diesem Wege zum Absatze gelangt, sondern zuweilen auch, und zwar wahrscheinlich infolge der Verunreinigung der ursprünglichen Lösung durch fremdartige Substanzen, Aragonit. Dies

*) Sandberger. Berg- u. Hüttenm.-Zeit. 1877. No. 44 u. 45. 1880. No. 33; Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 350; Untersuch. über Erzgänge I. 1883. II. 1885. — Forchhammer. Pogg. Ann. d. Phys. B. 95. 1855. S. 60.

**) Stelzner. Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 644. N. Jahrb. für Min. 1884. II. S. 208; Bg. u. Hüttenm.-Zeit. 1880. No. 3; Festschrift d. Isis 1885. S. 46; Die Lateralsekretions-Theorie. Freiberg. 1889.

ist namentlich in der Höhle von Antiparos der Fall. Höhlen im Kalksteingebirge, in welchen sich Stalaktiten finden, sind außerordentlich häufig. Jede derselben ist ein lehrreiches Beispiel dafür, dass Gewässer, welche durch Spalten und Klüfte des Kalksteines sickern, mit Hilfe freier Kohlensäure kohlensauren Kalk auflösen und denselben in Hohlräumen infolge langsamer Verdunstung des Wassers und der Kohlensäure wieder absetzen. Seltener sind die Fälle, wo in Höhlen Schwefelmetalle in ähnlicher Weise



Fig. 53. Tropfsteingebilde der Adelsberger Höhle in Krain.

wie in Spalten zur Ablagerung gelangten. Die großartigsten hierher gehörigen Vorkommnisse sind die Bleiglanz-, Schwefelkies- und Zinkblendeabsätze in den Höhlen des dolomitischen Silurkalkes der Bleiregion am oberen Mississippi, an deren Wandungen sie nicht nur als fußdicke Krusten auftreten, sondern auch in liniendicken Lagen mit Kalksinter abwechselnd die regelmäßigsten Stalaktiten bilden, welche dann auf dem Querbruche lauter konzentrische Ringe jener Erze und zwischen diesen solche von Kalksinter zeigen. Ganz ähnliche Höhleninkrustate und z. T. zapfenartig herabhängende Stalaktiten von Bleiglanz und Blende finden sich in den im triadischen Dolomit aufsetzenden Erzlagerstätten von Raibl in Kärnthen. Ebenfalls verhältnismäßig seltene Erscheinungen sind die von krystallisierten Mineralabsätzen und zwar vorzüglich von Bergkrystall ausgekleideten Höhlen im Granite, die sogenannten Krystallkeller. Sie finden sich z. B. im Granite der Alpen, namentlich in Savoyen und der Schweiz. Besonders berühmt sind die Krystallhöhlen des Zinkenstockes im Berner Oberlande und jene des Viescher Thales und von Naters in Oberwallis, welche letztere Quarzkrystalle von mehr als einem Meter Durchmesser geliefert hat.

§ 5. **Mineralquellen und deren Absätze***). Diejenigen in Lösung

*) Spezielleres bezüglich § 5 u. 6, namentl. erschöpfende Zusammenstellungen von Analysen siehe in Roth. Allgem. u. chem. Geologie I. 1879. S. 437—621.

befindlichen Mineralsubstanzen, welche weder in Blasenräumen, noch in Höhlen oder Spalten zum Absatz gelangten, führen die Quellen der Erdoberfläche zu, auf welche die Wasser ursprünglich als reines Regenwasser niedergefallen waren, um jetzt nach zurückgelegter unterirdischer Laufbahn als Mineralquellen zu derselben zurückzukehren. Hier angelangt entledigen sie sich fast aller ihrer Bestandteile. Am reichsten an solchen sind (abgesehen von den S. 158 besprochenen heißen Quellen) die Sauerquellen, welche in der Kohlensäure ein außerordentlich wirksames Lösungs- und Zersetzungsmittel besitzen, während die gewöhnlichen Quellen viel weniger mineralische Substanzen mit fortführen. Sehr selten finden sich Quellwasser, welche nicht wenigstens Spuren von Chlorüren, in den meisten Fällen von Chlornatrium, neben diesem von Chlorkalium und Chlormagnesium zeigen. Es ist dies selbst bei solchen der Fall, welche aus Granit, Porphyr, Syenit, Basalt und Trachyt emporbrechen. Quellen, welche einen so bedeutenden Prozentsatz von Chlornatrium aufgelöst enthalten, dass sie sich zur Gewinnung von Kochsalz eignen, bezeichnet man als Solquellen. Neben Chlorüren sind Brom- und Jodverbindungen als Bestandteile vieler Mineralquellen bekannt, dasselbe gilt von Fluoralkalien und Fluorcalcium. Die Schwefelquellen enthalten Schwefelwasserstoff, daneben meist noch Schwefelnatrium, Schwefelcalcium, Sulfate, Karbonate, Chloride u. a. Von Sauerstoffsalzen sind doppeltkohlensaurer Kalk, doppeltkohlensaure Magnesia, kohlensaures Kali, Natron und Eisenoxydul die häufigsten; sie resultieren zum großen Teile aus der Zersetzung von Silikatgesteinen. Die Großartigkeit dieses Prozesses geht aus Folgendem hervor: 10 000 Pfund Wasser eines Säuerlinges, welche nur 1,3 Pfund kohlensaures Natron (eine verhältnismäßig sehr unbeträchtliche Menge) enthalten, mussten zur Erlangung dieses letzteren 6,5 Pfund Natronfeldspat zersetzen. Eine derartige Mineralquelle, welche (wie z. B. eine solche in der Umgebung von Burgbrohl) in 24 Stunden 76 362 Pfund Wasser liefert, verlangt daher für diese Zeit die vollständige Zersetzung von 49,6, mithin für ein Jahr von 19 104 Pfund Natronfeldspat, um die in ihm enthaltene Menge von kohlensaurem Natron erwerben zu können. Da nun die Zahl der kohlensaure Alkalien führenden Säuerlinge außerordentlich bedeutend ist, so kann man auf die enorme Tragweite des durch sie eingeleiteten Zersetzungsprozesses schließen. Die meisten der Kalk- und Magnesiakarbonat haltigen Quellen entstehen durch direkte Extraktion des Kalksteines und Dolomites, sind deshalb in Gegenden, an deren Aufbau die genannten Gesteine einen wesentlichen Anteil nehmen, allgemein verbreitet und werden als hart bezeichnet.

Nächst den Chlorüren und Karbonaten sind unter den in Wasser löslichen Mineralsubstanzen die schwefelsauren Salze die häufigsten und walten in manchen Mineralquellen vor den übrigen Bestandteilen vor, so

das schwefelsaure Natron in den Karlsbader, Marienbader und Franzensbader Quellen und der Gyps in sehr vielen Gewässern. Kieselsaure Alkalien kommen in vielen Quellwässern, welche aus Granit-, Gneiß- oder Porphyruntergrund hervorbrechen, wenn auch meist nur in geringer Menge vor; viel seltener enthalten sie Silikate von Kalk, Magnesia, Thonerde oder Eisenoxydul. Je nach ihrem längeren oder kürzeren Verweilen in löslichen Gesteinen werden die Gewässer mehr oder weniger von diesen mit sich führen, — gesättigte Solutionen sind jedoch nur von Kochsalz und Gyps bekannt.

Quellabsätze von kohlensaurem Kalke gehören zu den gewöhnlichsten Erscheinungen, von denen die an Kalkstein reichen Gegenden Deutschlands zahllose Beispiele liefern, unter welchen die Erwähnung der Kalktuffablagerungen von Neckarelz, Cannstatt (15—20 m mächtig), von Tonna bei Gotha, von Weimar, von Vlotho genügt. Kaum irgend ein Land vermag indessen so ausgezeichnete Kalksinterabsätze aufzuweisen als Italien, wo die kalkreiche Kette der Apenninen das Material dieser Travertinablagerungen liefert. Am reichlichsten und großartigsten geht die Travertinbildung an den Kaskaden von Tivoli vor sich. Auch Absätze von Eisenoxydhydrat bilden sich an zahlreichen Punkten, so in der Umgebung des Laacher Sees vor unseren Augen aus Eisensäuerlingen. Man hat berechnet, dass die Mineralquellen jener Gegend in 1000 Jahren ein Eisenockerlager von ungefähr $^1/_8$ Quadratmeile Größe und $^1/_3$ m Mächtigkeit absetzen können. Aus der bereits erwähnten Solquelle von Neusalzwerk in Westfalen setzen sich sehr beträchtliche Mengen von Kalksinter und Eisenocker, jedoch in sehr ungleichen Verhältnissen ab. In der Nähe der Ausflussöffnung schlägt sich Eisenoxydhydrat nebst wenigem kohlensauren Kalke nieder, während in größerer Entfernung von jener der kohlensaure Kalk vorherrscht. Dies ist die Folge davon, dass das Eisenoxydulkarbonat durch Oxydation viel rascher zersetzt wird und Eisenhydroxyd liefert, als das Entweichen der das Kalkkarbonat lösenden Kohlensäure stattfindet. Es zeigt dieses Beispiel, wie sich aus ein und derselben Quelle Lager oder Gänge bilden können, welche teils aus Eisenocker, teils aus Kalk bestehen. Die Solquelle von Neusalzwerk bringt jährlich 376 kbm kohlensauren Kalk und 17 kbm Eisenoxydhydrat auf die Erdoberfläche, kurz erfüllt die Bedingungen zur Bildung der mächtigsten Brauneisenstein- und Kalkspatablagerungen, wenn solche Gewässer Jahrtausende fließen. In ähnlicher Weise wie kohlensaurer Kalk bilden sich z. B. in Oberschlesien und bei Stollberg unfern Aachen aus den dortigen Erzlagerstätten entquellenden Wassern Inkrustate von Zinkspat. Neben Karbonaten sind Quellabsätze von Kieselsäure (siehe S. 159), von Eisenkies (z. B. bei Burgbrohl), namentlich aber von Gyps bekannt. Letztere entstehen überall da, wo gypshaltige Gewässer verdunsten; daher finden sich Gypskrystalle und Gypsinkrustate häufig in Thonlagern, in Mergeln, in Geröll- und Sand-

ablagerungen, an den Wandungen von Grubenbauten und längs der Meeresküste. Viele Schwefelquellen setzen Schwefel ab, der aus der Oxydation des Schwefelwasserstoffes entsteht.

§ 6. **Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen.** Die mineralischen Substanzen, welche sich aus ihren wässerigen Lösungen weder in Hohlräumen des Erdinneren, noch bei dem Austritte der Quellen an die Tagesoberfläche absetzen, werden den Bächen und Flüssen und von diesen dem Meere zugeführt. Aus der Untersuchung zahlreicher Ströme hat sich herausgestellt, dass unter allen ihren anorganischen Bestandteilen der kohlensaure Kalk in größter Menge vorkommt, sodass z. B. der Rhein in 10000 Teilen seines Wassers 1,6 bis 2,5 Teile gelöster Bestandteile und darunter etwa 1 Teil Kalkkarbonat enthält. Kohlensaure Magnesia findet sich in den Flüssen nur in der geringen Menge, in welcher dieses Karbonat in der Regel den Kalksteinen beigemischt ist; nur dort, wo die Gewässer dolomitische Gesteine durchschneiden, wird ihr Gehalt an kohlensaurer Magnesia etwas bedeutender. Ähnliches gilt von den Sulfaten von Kalk und Magnesia. Die Menge der Chlorüre jedoch, welche dem Meere zugeführt werden, ist eine sehr unbedeutende; noch viel unbeträchtlicher ist der Kieselsäuregehalt der Flüsse. Die 6 Milliarden Kubikmeter Wasser, welche Böhmen jährlich durch die Elbe verlassen, entziehen deren 880 Quadratmeilen großem böhmischen Flussgebiete im Jahre 1169,82 Millionen kg fester Substanzen, und zwar 547,14 Mill. kg in suspendiertem und 662,68 Mill. kg in gelöstem Zustande und unter letzteren 140,38 Mill. kg Kalkerde, 28,13 Mill. kg Bittererde, 54.52 Mill. kg Kali, 39,6 Mill. kg Natron, 25,32 Mill. kg Chlornatrium, 45,69 Mill. kg Schwefelsäure und 1,5 Mill. kg Phosphorsäure *).

Der mineralische Gehalt der Flüsse ist großen Schwankungen unterworfen. Im Sommer und Winter, also in der trockenen Jahreszeit und in der, wo der Boden mit Schnee und Eis bedeckt ist, sind es nur die Quellen, welche die Flüsse speisen, dann ist der Mineralgehalt derselben am bedeutendsten. Zur nassen Jahreszeit hingegen, wo die Regen- und Schneewasser bei weitem mehr als die Quellwasser betragen, sinkt der Gehalt an aufgelösten Bestandteilen herab und wird von den mechanisch suspendierten Teilchen stark überwogen.

Die Quantität der von den Flüssen dem Meere zugeführten mineralischen Bestandteile erscheint auf den ersten Blick sehr unbedeutend, stellt sich jedoch in ihrer wahren Größe dar, sobald man die enormen Wassermassen in Betracht zieht, welche stetig] dem Ozeane zuströmen. Da Flüsse wie der Rhein, die Donau, die Rhône und die Elbe mindestens $^1/_{6000}$ mineralische Substanzen in aufgelöstem Zustande enthalten, so führen sie dem

*) Breitenlohner. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1876. Nr. 8. S. 172.

Meere in 6000 Jahren soviel der letzteren zu, als das Gewicht ihrer jährlichen Wassermasse beträgt, — genügende Mengen, um im Laufe längerer geologischer Zeiträume die mächtigsten Steinsalz-, Kalkstein- und Gypsablagerungen zu bilden.

Im Meereswasser selbst sind bis jetzt, abgesehen von Sauerstoff und Wasserstoff, sowie organischen Substanzen folgende Stoffe nachgewiesen worden: Chlor, welches nächst den Bestandteilen des Wassers die größte Menge der im Meere vorkommenden Elemente ausmacht, Brom, Jod, Fluor, Schwefel (als Schwefelsäure und Schwefelwasserstoff), Phosphor, Kohlenstoff (als freie oder an Kalk und Magnesia gebundene Kohlensäure), Silicium (als Kieselsäure), Bor (als Borsäure), Silber (als Chlorsilber), Kupfer, Zink, Blei, Kobalt, Nickel, Eisen, Mangan, Aluminium, Magnesium (nächst Chlor, Schwefelsäure und Natrium am gewöhnlichsten), Calcium (meist als kohlensaurer, schwefelsaurer und phosphorsaurer Kalk oder als Fluorcalcium), Strontium, Baryum, Natrium, Kalium und endlich Arsen, Cäsium und Lithium. Von diesen 29 Grundstoffen, also fast der Hälfte der bis jetzt bekannten, sind Chlor, Schwefel, Calcium, Magnesium und Natrium die wesentlichsten und betragen im Durchschnitte 3,6 Prozent des Meereswassers. Die Salze des letzteren bestehen aus 78 Prozent Chlornatrium, — 9,6 Chlormagnesium, — 6,5 Magnesiasulfat, — 3,7 Kalksulfat, — 1,8 Chlorkalium, — 0,1 Kalkbikarbonat. Der Gehalt des Meeres an festen Bestandteilen ist ein konstanter und schwankt nur lokal infolge der ungleichen Verdunstung in verschiedenen Breitengraden, der Schmelzung großer Eismassen in den Polarzonen und des Zuflusses großer Ströme. So ist die Ostsee als ein verdünntes Meereswasser zu betrachten, dessen Salzgehalt in der Richtung der Tiefe steigt, sodass sich in jedem vertikalen Querschnitte eine Zunahme des Salzgehaltes und damit des spezifischen Gewichtes von oben nach unten nachweisen lässt. In der Kieler Bucht beträgt der Salzgehalt an der Oberfläche 1,7, in etwa 30 m Tiefe 2,1 Prozent. Von der Zufuhr süßen Wassers rührt ferner der an der Küste geringere Salzgehalt des Ozeanes her; auf der anderen Seite ist der des Mittelländischen Meeres (3,96—4,16 Prozent) etwas bedeutender als der des Atlantischen Ozeanes (3,6). Noch viel größer ist die Differenz des Salzgehaltes des Weltmeeres und solcher Binnenmeere, welche zwar Zuflüsse, aber keine Abflüsse besitzen und sich der zuströmenden Wasser bloß durch Verdunstung entledigen. Infolge davon konzentrieren sich nach und nach die ihnen in starker Verdünnung zugeführten Mineralsubstanzen, wie dies namentlich im Great Salt Lake in Nordamerika und im Toten Meere der Fall ist. Das Wasser des letzteren enthält etwa 25 Prozent Salze aufgelöst, unter welchen Chlormagnesium bei weitem vorwaltet, während Chlornatrium, Chlorkalium, Chlorcalcium und Brommagnesium mehr zurücktreten und Sulfate fast ganz fehlen.

§ 7. Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schich-

tenstörungen infolge der unterirdischen Thätigkeit des Wassers. Wie erfolgreich die Gewässer ihrer Aufgabe nachkommen, dem Inneren der Erdkruste mineralische Substanzen zu entziehen, ergiebt sich nicht allein aus der Quantität ihrer Absätze und des mineralischen Gehaltes des Fluss- und Quellwassers, sondern auch in viel augenfälligerer Weise aus dem Massenverluste des Gebirgsinneren selbst, ferner aus dem Einflusse dieser Volumenverminderung auf die Lagerungsverhältnisse der über den betroffenen Punkten liegenden Schichten, sowie auf die Gestaltung der Erdoberfläche. Die auffälligsten derartigen Erscheinungen sind Bildungen von Höhlen, und infolge des Zusammensturzes derselben Erderschütterungen, Schichtenstörungen und Erdfälle.

Unter den Gesteinen, welche einen bedeutenden Anteil am Aufbaue der Erdkruste nehmen, sind es Kalkstein, Dolomit und Gyps, welche in größter Menge vom Wasser aufgelöst werden, sie sind deshalb auch die eigentliche Heimat der Höhlen. Die meisten der letzteren bestehen aus gewölbeähnlichen Weitungen, welche durch kanal- oder schluchtförmige Schlünde miteinander in Verbindung stehen. Diese Weitungen liegen entweder alle in demselben Niveau oder in verschiedenen Höhen etagen- oder stufenweise über einander. Die Wände der meisten Kalksteinhöhlen sind mit Stalaktiten, die der Gypsschlotten zuweilen mit Gypskrystallen überzogen. Der Boden vieler ist mit thonigem oder lehmigem Schlamme bedeckt, in welchem Skeletteile von Bären, Hyänen u. s. w. zuweilen in solcher Menge enthalten sind, dass man sie danach als Knochenhöhlen bezeichnet hat. Berühmte Höhlen im Kalkstein sind die Adelsberger Grotte in Krain, die von Castleton in Derbyshire, die von Antiparos, die Baumanns- und die Hermannshöhle im Harze, die Klutert-, Balver- und Dechenhöhle in Westfalen, — dem Juradolomit gehört die Muggendorfer und Gailenreuther, — dem Zechsteindolomit die Liebensteiner Höhle an, — Höhlen im gypsführenden Gebirge (Gypsschlotten) sind in großartigstem Maßstabe durch den Mansfelder Bergbau aufgeschlossen, wo sie den sich an den Harz anlegenden Rand der Zechsteinformation in weitausgedehnten, zusammenhängenden und zum Teil mit Wasser angefüllten Systemen durchziehen.

Überall dort, wo die Wandungen der Höhlen nicht durch einen Panzer von Kalksinter geschützt sind, arbeiten die Gewässer, unterstützt durch Bäche, welche nicht selten in denselben ihre unterirdischen Wege verfolgen, an deren Vergrößerung. Namentlich ist dies bei den von Wasser gefüllten Gypsschlotten der Fall, wo letzteres unablässig lösend auf alle Seiten des Hohlraumes wirkt. Die Weitung und die Tiefe solcher Höhlen nimmt so lange zu, bis ihre Decke nicht mehr imstande ist, die auf ihr ruhenden Gesteinslasten zu tragen, und mit diesen zusammenbricht. Lag der Schauplatz dieses unterirdischen Ereignisses tief, so mag sich seine Einwirkung nicht in sichtbarer Weise, sondern einzig durch stoßartige Erschütte-

rungen auf der Erdoberfläche bethätigen, lag er der letzteren näher. So bildeten sich außerdem infolge des Gesteinsnachsturzes Spalten oder trichter- oder kesselförmige Vertiefungen, Erdfälle, unter allen Umständen aber wird die ursprüngliche Lagerung der über den zusammenbrechenden Hohlräumen befindlichen Schichten gestört werden. Lokale Erdbeben, von welchen zuweilen kalk- oder gypsreiche Gegenden heimgesucht werden, scheinen durch derartige Einstürze und Senkungen erzeugt worden zu sein (vergl. S. 189). Hierher dürfte das Erdbeben des Visp-Thales in Wallis im Juli und August 1855*) zu rechnen sein, welches über einen Monat andauerte und die Bildung von Spalten in anstehenden Gesteinen, in Kirchen und Häusern, den Einsturz von Mauern und das Herabrutschen von Felsmassen zur Folge hatte. Da in jener Gegend nicht weniger als 20 gypsführende Quellen bekannt sind, deren eine allein dem Erdboden im Laufe eines Jahres über 200 kbm Gyps entzieht, so liegt es nahe, in der massenhaften Entführung dieses Gesteines und den dadurch bedingten unterirdischen Einstürzen die Ursache dieses Erdbebens zu suchen. Auch das von Höhlen und Grotten total unterminicrte Karstgebiet gehört zu den am häufigsten von Erdbeben heimgesuchten Gegenden, sodass man diese Erderschütterungen dem Einsturz solcher Hohlräume zuschreiben kann. Gleiches gilt von den unterirdischen Detonationen, die sich hier zeitweilig hörbar machen.

Die Erdfälle sind, wie durch ihre Entstehung bedingt wird, ebenfalls auf Gyps, Kalkstein, Dolomit und Steinsalz führende Gegenden beschränkt, innerhalb solcher aber sehr gewöhnliche Erscheinungen. So finden sich in dem Kalksteingebirge von Krain, Illyrien, Kroatien und Dalmatien unzählige Erdfälle (Dollinen), von denen die größten 700 und mehr Meter Durchmesser erreichen**). Ebenso häufig sind sie im Gebiete des Teutoburger Waldes und der Haar, auf den Kalksteinplateaus des Département des Doubs, der Haute-Saône und des Jura in Frankreich, sowie in dem Kreideterrain des nördlichen Jütland, im Kohlenkalk Missouris, sowie des Gouvernements Tula in Russland, wo sie überall der Weglaugung des kohlensauren Kalkes ihren Ursprung verdanken, während die Erdfälle am Fuße des Thüringer Waldes, am ganzen SW-Rande des Harzes und bei Lüneburg durch Einsturz von Gypsschlotten entstanden sind. Viele solche aus der Senkung der Erdoberfläche hervorgegangenen Vertiefungen sind von Wasser ausgefüllt und in Teiche und Seen umgewandelt worden. So die Seen bei Sperenberg in der Mark Brandenburg, bei Segeberg in Holstein, und die zahlreichen »Teufelslöcher« und Pingen am südlichen Harzrande.

*) O. Volger. Untersuchungen über d. Phänomene der Erdbeben in d. Schweiz. Gotha 1857—58. — Vergl. auch v. Seebach. Das mitteldeutsche Erdbeben 1872. S. 185.

**) Vergl. E. v. Mojsisovics. Zur Geologie der Karsterscheinungen. Zeitschr. der deutsch. u. österr. Alpenver. 1880. — E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1880. — E. Reyer. Studien über d. Karstrelief. Mitt. d. geogr. Ges. Wien 1881.

Wie zu erwarten, sind Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen im Gebiete der Gyps oder Steinsalz führenden Formationen überall da sehr gewöhnlich, wo Stöcke und Flötze jener leichtlöslichen Mineralien von anderen sedimentären Schichten bedeckt werden, welche beim Zusammenbrechen der entstehenden großen unterirdischen Höhlungen bersten, sich senken und auf diese Weise Knickungen und Verwerfungen erleiden mussten. Ein höchst lehrreiches und nur diese eine Deutung zulassendes Beispiel für den erwähnten Vorgang liefert die Gegend von Eisleben (siehe Fig. 54). Hier lagert auf dem Konglomerate des Rotliegenden so regelmäßig wie ein Teppich und für große Flächen so eben wie eine Tischplatte,

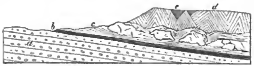


Fig. 54. Schichtenstörungen im Buntsandsteine der Hühneburg bei Eisleben. (*H. Crd.*)

a Rotliegendes. *b* Kupferschiefer und Zechstein. *c* Asche, Dolomit, rote Mergel mit Gypsstöcken und Schlotten. *d* Buntsandstein. *e* Erdfälle.

wenn auch hie und da von Verwerfungen durchsetzt, das etwa 2 bis 3 m mächtige Kupferschieferflötz, dessen untere Schicht das Objekt des Mansfelder Bergbaues ist; auf dasselbe folgt die eigentliche Zechstein- und auf diese die Buntsandsteinformation. Man kann sich kaum verworrenere Lagerungsverhältnisse ausmalen, als es die der letztgenannten Schichtenreihe an deren auf dem Ausgehenden der Zechsteingruppe ruhenden Rande sind. Hier sind die Schichten in Zwischenräumen von nur wenigen Schritten auf den Kopf gestellt, geknickt, gebogen, zertrümmert und verworfen. Da der etwa 80 bis 120 m darunter liegende Kupferschiefer, abgesehen von einigen lokalen Störungen, seine ursprüngliche Lage inne hat, so kann diese Zerstückelung des Buntsandsteines mit dem Faltungsprozesse der Erdrinde nicht in Zusammenhang stehen. Die Ursache der Schichtenstörung muss vielmehr zwischen Buntsandstein und Kupferschiefer liegen und ist in den Gypsen der zwischen beide gelagerten Zechsteingruppe zu suchen. Wo diese letztere zu Tage ausging, begann der Prozess der Auflösung und Wegführung des Gypses durch die Gewässer; Schlotten resultierten, von denen die einen in zusammenhängenden, weit ausgedehnten Systemen noch heute den Untergrund jener Gegend durchziehen, während andere zusammenbrachen und den Nachsturz des darüber liegenden Buntsandsteines zur Folge hatten. Vielleicht hätte dieser noch längere Zeit wie ein Gewölbe die auf ihm ruhende Last getragen, wenn er nicht bereits dadurch zerborsten und zerrissen worden wäre, dass der Gyps bei seiner Entstehung durch Umwandlung aus Anhydrit und der damit verbundenen Ausdehnung seine Decke sprengte und deren Zusammenhalt so lockerte, dass ihr Zusammensturz unbedingt erfolgen musste, sobald der Gyps weggeführt wurde.

b) **Die mechanische Thätigkeit des Wassers.**

Dass die Oberfläche des Festlandes ihre mannigfaltige Gliederung zum großen Teile der zerstörenden, fortführenden, wiederabsetzenden **mechanischen** Thätigkeit des Wassers verdankt, ist bereits in dem einleitenden Teile dieses Abschnittes hervorgehoben worden, es bleibt demnach nur noch übrig, die einzelnen Phasen des Erosionsprozesses und die Großartigkeit der gesamten Vorgänge durch die Mitteilung einiger Beobachtungen zu beleuchten.

§ 8. **Die fliefsenden Gewässer.** Die fließenden Wasser stammen aus der Atmosphäre, deren Wasserdünste sich als Tropfen niederschlagen, welche sich dann sammeln und, dem Gesetze der Schwere folgend, nach der Tiefe fließen. Bei einer durchschnittlichen Höhe der jährlichen atmosphärischen Niederschläge von 1 m fällt in 10 000 Jahren ein Meer von 10 000 m Tiefe auf die Erde nieder, um dem Ozeane zuzuströmen und sich von neuem in Dampfform zu erheben. Namentlich sind es die Hochgebirge, an welchen sich das atmosphärische Wasser, etwa wie der Hauch des Atems an kalten Gegenständen, verdichtet. Ihre über die Schneegrenze hinaus ragenden, mit Gletschern und Firn bedeckten Gipfel bilden deshalb Reservoirs von gefrorenem Wasser, welche besonders dann der Ebene ihre Vorräte mitteilen, wenn dort bei der Hitze des Sommers der Verbrauch an Wasser durch die Verdunstung und durch den Bedarf der Vegetation am größten ist. In niedrigen Gebirgen ist es die Pflanzendecke, welche in ähnlicher Weise kondensierend auf das Wasser wirkt, dasselbe in nasser und regnerischer Zeit aufsaugt und verteilt und dadurch eine beständige Feuchtigkeit des Bodens und den Quellenreichtum desselben unterhält, während auf dem nackten Felsboden eine solche Ansammlung und allmähliche Abgabe nicht stattfinden kann, vielmehr strömen hier die Regenwasser direkt ins Thal und verursachen hier durch ihren ungestümen Andrang Überschwemmungen.

Je nachdem der Erdboden mehr oder weniger wasserdurchlassend ist, dringen größere oder geringere Mengen des atmosphärischen Wassers in denselben ein, bis sie auf eine undurchlässige Schicht oder Gesteinsfläche stoßen, um sich innerhalb der oberflächlichen Sand- und Geröllablagerungen zu Grundwassern anzusammeln, welche dann an tieferen Stellen als Grundwasserquellen wieder zu Tage treten oder durch Brunnen abgezapft werden können*). Ein großer Teil der atmosphärischen Niederschläge dringt jedoch auf porösen, rissigen und klüftigen Schichten *a* in größere Tiefe, bis er eine undurchlässige Schicht *b* antrifft und sich hier staut. Ist die letztere einseitig geneigt und von einem Thale erreicht oder von einem

*) Vergl. A. Daubrée. Les eaux souterraines etc. B. I. Paris 1887.

Berggehänge angeschnitten, so dringt auf dieser Linie das Wasser in Form von **Schichtquellen** hervor (Fig. 55). Ist die wasserdichte Unterlage muldenförmig gestaltet, so wird sich das von oben eindringende Wasser wie in einer Schüssel ansammeln, um dann über die niedrigsten Punkte des Randes als **Überfallsquelle** (Fig. 56) überzufließen. Ist jedoch eine solche durch thonige Schichten unterteufte wasserreiche Gebirgsmasse von Thälern und Schluchten durchzogen, welche tiefer hinab reichen als die Ränder der unterteufenden wasserdichten Gesteinsschüssel, so werden sie die sich ansammelnden Wasser abzapfen (**Spaltquellen**, Fig. 57). In letzterem Falle hat man also aufsteigende Quellen. Gleiches tritt dann ein, wenn geneigte wasserführende Schichten, welche mit wasserdichten wechsellagern, von Spalten (c) durchsetzt sind, auf denen die Gewässer durch den hydrostatischen



Fig. 55. Schichtquelle.



Fig. 56. Überfallsquelle.

a) Zerklüftetes, Wasser durchlassendes Gestein.
b) Wasserdichte Schieferthone.

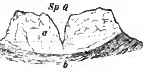


Fig. 57. Spaltquelle.

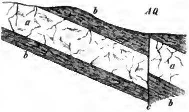


Fig. 58. Artesische Quelle.

Druck emporgepresst werden (**Artesische Quellen**, Fig. 58). Zapft man wasserführende Schichten (Sande, Kiese, klüftige Kalksteine), die keine natürlichen Abflüsse besitzen, durch Bohrlöcher ab, so entstehen **artesische**



Fig. 59. Artesischer Brunnen.
a wasserhaltende Schicht; *b* undurchlässige Schichten; *c* artesischer Brunnen.

Brunnen. Letztere können überall dort erbohrt werden, wo eine mehr oder weniger steil aufgerichtete, namentlich aber beckenförmig gelagerte Schicht einer porösen oder zerklüfteten Gesteinsart *a* von zwei wasserdichten Schichten *b* eingeschlossen ist, welche das Entweichen des Wassers nach

oben und unten verhindern (Fig. 59). Wird die obere, undurchdringliche Schicht durchbohrt, so steigt das Wasser unter dem hydrostatischen Druck einer Wassersäule, welche dem Vertikalabstand des betreffenden Quellmundes von dem Niveau des einsickernden Wassers entspricht, empor und kann sich springbrunnenartig über die Erdoberfläche erheben (*c*).

Die Wasser solcher natürlichen oder künstlichen aufsteigenden Quellen besitzen, wenn sie aus größerer Tiefe kommen, infolge der in der Richtung nach dem Erdinneren zunehmenden Wärme, höhere Temperaturgrade als die mittlere Temperatur der Umgebung der Quelle und werden dann Thermen genannt (siehe S. 8 u. 158).

Die Quellwasser sammeln sich im Verein mit den direkten atmosphärischen Niederschlägen zu Bächen, diese zu Flüssen und Strömen an, um sich endlich in Ozeane oder in Binnenmeere zu ergießen. Die Wassermenge eines Flusses wird bedingt 1) durch die Größe des Areales, welches derselbe entwässert; 2) durch die Quantität des auf dieses Areal fallenden Regens, Taues und Schnees; 3) durch das Klima des Flussgebietes, indem heiße Temperatur und trockene Atmosphäre die Verdunstung und deshalb den Wasserverlust begünstigen; 4) durch den geologischen Bau des Flussgebietes, indem ein vielfach gestörter Schichtenbau Spalten und Klüfte im Gefolge hat, durch welche die Wasser in die Tiefe sinken; ebenso entzieht sandiger Untergrund den Strömen Wasser; 5) durch die Oberflächengestaltung und Vegetationsverhältnisse des Gebietes, indem Gebirge und Waldreichtum die Niederschläge, ebene und waldlose Gegenden die Verdunstung vermehren.

Die beiden Hauptfaktoren für die mechanische Thätigkeit der fließenden Gewässer sind ihre Wassermenge und ihr Gefälle. Sie sind es, durch deren Größe die Geschwindigkeit, mit welcher sich das Wasser bewegt, bedingt wird. Das Gefälle der Flüsse nimmt von ihrem Ursprunge bis zu ihrer Mündung ab, und da die Differenz zwischen dem Falle des oberen und unteren Teiles ihres Laufes um so größer ist, je höher jene entspringen, so ist sie bei den Alpenströmen am beträchtlichsten. Da nun sowohl die unterwühlende und zerstörende, als auch die transportierende Kraft des Wassers von der Stärke seiner Strömung abhängt, da ferner die Quellen meist in Bergen und Hügelketten entspringen, wo die Thalsohlen stark geneigt sind, während in den Ebenen das Gefälle nur sehr unbedeutend ist, so folgt daraus, dass die einschneidende und fortführende Thätigkeit der Gewässer namentlich in den gebirgigen Gegenden zu Hause ist, während sich der Unterlauf, wo die Geschwindigkeit allmählich abnimmt, durch Absätze des dem Gebirge entführten Gesteinsmateriales auszeichnet.

§ 9. **Erosion***). Die thaleinschneidende Thätigkeit der fließenden

*) Rütimeyer. Thal- und Seebildung. 1868. — Heim. Mechanismus d. Gebirgs-

Gewässer nennt man Erosion. Der mechanischen muss durch die chemische Thätigkeit des Wassers, durch die Verwitterung, also Auflockerung der Gesteine (vergl. S. 190 und 202) vorgearbeitet werden. Auf einer Thalsohle von glattem, unzersetztem Granite würde der schnellst strömende Bach selbst in langen Zeiträumen kaum merkliche Spuren hinterlassen. Erst wenn das Gestein unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure zu Grus und Sand zerfällt, wenn es mürbe geworden, zerfressen und angenagt ist, wenn Gesteinsfragmente durch die fließenden Gewässer in Bewegung gesetzt und als Schliffmittel benutzt werden können, beginnt die Erosion. Wesentlich wird sie unterstützt durch die Eigenschaft des Wassers, sich beim Gefrieren auszudehnen. Geschieht dies in Gesteinsspalten, so genügt dieser Vorgang, um die Felsen zu zertrümmern. Da alle Klüfte, Poren und Haarspalten des Gesteines von Wasser angefüllt sind, da sich ferner dieser Prozess in gemäßigten Klimaten in jedem Herbst und Frühjahr, auf Hochgebirgen aber fast in jeder Nacht wiederholt, so spielt er bei der mechanischen Gesteinszerkleinerung eine nicht zu unterschätzende Rolle. Von Felswänden, welche hoch über das Bett des nahen Baches emporragen und seinen direkten Angriffen entzogen sind, stürzen bei eintretendem Thauwetter Blöcke und Schuttmassen herab, deren sich jetzt erst die fließenden Wasser bemächtigen und sie fortschieben. Die Abrundung der in dem Bette des Baches oder Flusses fortbewegten Gesteinsfragmente erfolgt teils durch das gegenseitige Abreiben, indem die kleineren schneller als die größeren fortgeschoben werden, teils durch ihre Reibung an dem felsigen Bette, wodurch zugleich auch dieses erodiert wird. Selbst die feinsten aus dieser Zerreibung resultierenden schwebenden Teilchen, welche mit der ganzen Geschwindigkeit des betreffenden fließenden Wassers fortbewegt werden, wirken noch polierend auf das Flussbett. Je größer die Geschwindigkeit des Baches oder Stromes, desto bedeutender ist sowohl seine Transportfähigkeit, wie die Erosion seines Bettes, — daher die große erodierende und transportierende Wirkung selbst unscheinbarer Gebirgsbäche im Vergleich mit langsam fließenden Strömen, und daher die unterwühlende Thätigkeit der Wasserfälle, durch welche nicht selten ein Zusammenbrechen der Felswände, über welche sie sich stürzen, und ihr allmähliches Zurückziehen bedingt ist. Auf diese Weise schreiten die Niagarafälle jährlich etwa $^1/_3$ m, die St. Anthonys-Fälle des Mississippi im Jahre etwa 1,7 m rückwärts. Auch die Thäler der Elbe und ihrer Nebenflüsse, wie sie die sächsische Schweiz bilden, sind das Produkt derartiger Erosion. Dieses Labyrinth von

bildung. 1878. Bd. I. S. 281. — Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1878. S. 581 u. 1882. S. 685. — Hartung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1878. S. 265. — Löwl. Über Thalbildung. Prag 1884. — v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. 1886. VI. Cap. — Philippson. Studien üb. Wasserscheiden. Leipzig 1886.

grotesken Felsmassen war ursprünglich eine monotone Ebene von fast horizontal liegenden Sandsteinen und dehnte sich im Niveau des Königsteines und Liliensteines gleichförmig aus. In dieselbe schnitten sich die Elbe und die ihr zufließenden Bäche, erstere bis zu einer Tiefe von 270 m, seit der Tertiärzeit jene Thalrinnen und Schluchten ein, welche sich heute in labyrinthischem Gewirre zwischen den unberührt gebliebenen Felspartieen, den Ruinen eines zerstörten Landstriches, hindurchwinden.

Ein anderes, noch großartigeres Beispiel der erodierenden Thätigkeit des Wassers in völlig ungestört lagernden Schichten liefert das Schluchtensystem des Colorado in Utah und Arizona.* Die Oberfläche dieses Territoriums steigt vom Meere aus in weitausgedehnten, terrassenartigen Plateaus bis zu über 4000 m Meereshöhe an. An dem Aufbau derselben hat die gesamte paläozoische und z. T. auch die mesozoische Schichtenreihe teilgenommen. Sie ruhen in horizontaler Lage auf Granit. In eine dieser Hochebenen hat sich der Colorado sein berühmtes Schluchtensystem eingewühlt. Der Hauptstrom fließt auf etwa 60 geogr. Meilen Länge in einem 1000—2000 m tiefen Canon, welcher senkrecht durch die Sedimentärformationen und noch 200—300 m tief in den Granit eingeschnitten ist, und in welchen zahlreiche Nebenschluchten von derselben Tiefe und Ausdehnung einmünden.

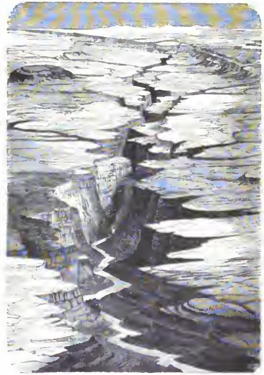


Fig. 60. Marble Canon. Erosion.

*) C. E. Dutton. Geology of the High Plateaus of Utah. — Ders. Tertiary history of the Grand Canon District; — Ders. Physical Geology of the Grand Canon District. Washington 1882.

§ 10. **Längs- und Querthäler.** Sämtliche oben angeführten Beispiele für Thalbildung waren Gegenden mit fast horizontalem, also in ziemlich ursprünglicher Lagerung verbliebenem Schichtenbau entnommen. Komplizierter verhalten sich die thaleinschneidenden Vorgänge auf solchem Untergrunde, der durch den gebirgsbildenden Prozess mehr oder weniger steil und dicht gefaltet ist. In solchen Fällen macht sich eine gewisse Abhängigkeit der Erosion und der durch sie erzeugten Thäler von der Tektonik der betreffenden Areale kenntlich, indem solche tektonische Thäler entweder der Richtung der Schichtenfalten annähernd parallel laufen oder diese letzteren quer durchschneiden, wonach man Längs- und Querthäler unterscheidet. Ein Längsthal nennt man synklinal, wenn es einer Schichtenmulde entspricht (vergl. Fig. 61), so dass die beiderseitigen Schichten in der Rich-

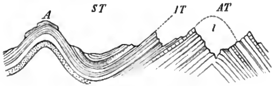


Fig. 61. Längsthäler. Nach *Heim*.
ST = Synklinalthal. — *AT* = Antiklinalthal. — *IT* = Isoklinalthal.

tung des Thalgehänges, nach der Thalsohle zu einfallen, — antiklinal, wenn es sich in ein Schichtgewölbe eingeschnitten hat, so dass die Schichten beiderseits vom Thale weg in das Thalgehänge einfallen, — isoklinal, wenn die Schichten beider Thalseiten nach ein und derselben Richtung geneigt sind. Die Querthäler durchschneiden zuweilen selbst sehr beträchtliche Bergketten oder Gebirgskämme vollständig. Die Möglichkeit einer so tief greifenden Erosion beruht einerseits darauf, dass diese gerade in der Richtung der steilsten Abdachung des ursprünglichen Gebirgsrückens, also quer auf diesen, am intensivsten und raschesten wirken konnte, — andererseits aber darauf, dass die betreffenden Ströme schon vor den letzten Stadien der Gebirgsfaltung vorhanden waren und sich während des Vollzuges derselben unaufhaltsam tiefer einschnitten, also die aufsteigende Falte oder Scholle durchsägten*). Geschah dies nicht in gleichem Schritte mit der Emporwölbung der in den Weg tretenden Falten, so stauten diese wie Querdämme die Wasser in dem alten Thalgrunde ab, es entstanden Thalseen (z. B. Urner, Brienzer, Thuner, Comer See).

§ 11. **Der Prozess der Thalbildung.** Der Prozess der Thalbildung in Gebirgsabfällen beginnt damit, dass sich gefallene Regentropfen sammeln

*) E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1878. S. 581; 1882. S. 685; 1888. S. 633. — A. Penck. Die Bildung d. Durchbruchthäler. Wien 1888.

und, auf geneigtem Boden abfließend, zahlreiche Rillen einschneiden, die sich vereinen und zu tieferen Furchen zusammenlaufen. Sind erst Gebirgsbäche durch Ansammlung der atmosphärischen Niederschläge entstanden, so sind auch die Bedingungen zu thalbildender Erosion gegeben. Da der reißende wasserreiche Gebirgsbach sein Bett rascher erweitert und vertieft als seine wasserärmeren Quellen, so wird der Thalbildungsprozess sich anfänglich am energischsten in der unteren Region des Wasserlaufes bethätigen und von da aus rückwärts, also bergeinwärts fortschreiten. In dem Profile Fig. 62 möge *A B* einen ziemlich stark geneigten, bis dahin von Erosions-

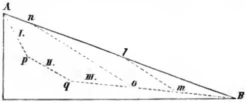


Fig. 62.

thälern noch nicht unterbrochenen Gebirgsabfall bedeuten. Auf ihm fließen Gewässer der Ebene zu und schneiden sich dort, wo sie sich bereits zu starken Gebirgsbächen angesammelt haben, also am Fuße des Gebirgsabfalles, zuerst eine tiefere Thalfurche ein. Der Wasserlauf entspricht dann der Profillinie *A l m B*. Bei *m* hat der Bach das Niveau der Ebene bereits fast erreicht, hat deshalb bis zu dieser nur geringes Gefälle und fließt deswegen langsam ohne weitere Erosionsfähigkeit auf *m B* der Ebene zu. Nur unterwühlt er, namentlich bei Hochwasser, die beiderseitigen Thalgehänge, bringt sie zum Nachsturz und erweitert deshalb das Thal, verflacht es jedoch zugleich durch Zufuhr von Sand und Kies. Durch derartige Absätze werden ebene Inundationsflächen gebildet, durch welche sich das eigentliche Flussbett hindurchwindet. Die obere steilere Region des Flussgebietes, wo eben dieses stärkeren Gefälles wegen die einschneidende Arbeit des Wassers geleistet wird, heißt das Berggebiet (mit dem Bergstrom), die untere flachere Strecke hingegen das Thalgebiet (mit dem Flusse).

Dadurch dass der Bergstrom sein Bett fortwährend tiefer einschneidet, also mehr und mehr rückwärts rückt, wird die Thalregion in gleichem Schritte vergrößert; letztere wird dann durch die Linie o *B*, das Berggebiet aber durch *A n o* repräsentiert. Endlich ist der oberste Einschnitt des Bergstromes bis in die höchste Region des Gebirges gelangt, wo die atmosphärischen Niederschläge am bedeutendsten sind. Die stets rieselnden und deshalb fortdauernd thätigen Wasser arbeiten hier einen schluchtenreichen Thalhintergrund oder einen Thalkessel mit sehr steilen Gehängen, ja oft vertikalen Wänden aus. Jetzt besteht der Thalweg aus 3 Abschnitten, der

Region der Wasserfälle I, Fig. 62. der Stromschnellen II und des ruhigen Wasserlaufes III.

Dort, wo sich die oberen Partieen zweier Thäler von entgegengesetzter Richtung nähern, wird der Gebirgsrücken *B′ A B*, Fig. 63, in welchen sie sich einschneiden, zu einem schmalen, scharfrandigen Kamme *B′ q′ p′ A p q B* umgewandelt werden. Ist die Erosionsfähigkeit der fließenden Wasser nicht durch Bedeckung von Gletschern und Firnmassen verhindert, so wird auch der schmale Steg, der die beiden Thalenden trennt, allmählich durchwaschen und abgetragen, so dass die Bergregion der Wasserfälle gänzlich und die

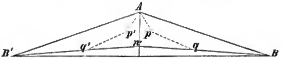


Fig. 63.

der Stromschnellen zum größten Teile verschwindet und zwischen beiden sich nach entgegengesetzter Richtung erstreckenden Thälern nur eine geringe Bodenerhebung (*B′ w B*) als Wasserscheide übrig bleibt.

Nach Heim zerfällt jedes alpine Thal in 3 Gebiete: 1) Oberlauf, Erosion herrscht vor, die Thalfurche schneidet sich tiefer und zugleich rückwärts ein, verzweigt sich nach oben zu in viele Schluchten und bezieht hier den größten Teil seiner Geschiebe (Sammelgebiet). 2) Mittellauf, die Böschung nimmt ab, die Menge der Geschiebe und des Wassers zu; transportierende Kraft und Last bleiben sich im ganzen gleich; Vertiefung findet nicht mehr statt. Die Kraft des Flusses reicht noch aus, um die Geschiebemassen thalauswärts zu spülen. Es entstehen durch vorübergehende Ablagerung derselben Serpentinen: infolge dessen untergräbt der Fluss bald sein linkes, bald sein rechtes Ufer, es wird ein breiter Thalboden geschaffen. 3) Unterlauf, die Absätze überwiegen die Erosion, der Fluss erhöht seine Sohle und durch Verlegung seines Bettes den Thalboden.

Die gesamte Thalbildung ist die Wirkung der Ausspülung durch die fließenden Gewässer. Diese schneiden sich ein Thalgebiet neben dem anderen in den früher ziemlich ununterbrochenen Gebirgsabhang ein und verwandeln dessen bis dahin monotone Oberfläche in ein vielfältig gegliedertes System von abwechselnden Thälern und Bergrücken, — Ruinen der ursprünglichen Gebirgsform.

An größeren nach Norden strömenden Flüssen, so namentlich am Ural, Ob, Jenissei und der Wolga, glaubte v. Baer*) die Erscheinung konstatieren zu können, dass sie auf ihr rechtes Ufer weit mehr unterwaschend und wegspülend einwirken als auf ihr linkes. Diese ungleiche

*) Bullet. de l'acad. imp. des scienc. de St. Petersb. 1860. Bd. II.

Erosion erklärt er wie folgt: Je näher ein Punkt dem Äquator liegt, desto schneller bewegt er sich bei der täglichen Umdrehung der Erde im Vergleiche mit einem näher an den Polen befindlichen. Ein Körper, der von dem Äquator in der Richtung nach den Polen versetzt wird, bringt eine größere Umdrehungsgeschwindigkeit mit sich, als seine Umgebung besitzt; ebenso die Wasser eines Flusses, der auf der nördlichen Halbkugel von Süd nach Nord strömt. Im Besitze dieser größeren nach Osten gerichteten Umdrehungsgeschwindigkeit werden sie das östliche, also rechte Ufer zu überschreiten streben, gegen dasselbe im Falle des Unvermögens drücken und es deshalb beträchtlicher erodieren als die linken Ufer. Strömt hingegen ein Fluss auf der nördlichen Halbkugel nach Süden, so werden, da seine Wasser in Breiten mit größerer Umdrehungsgeschwindigkeit gelangen, die Ufer gleichsam vorauseilen und die langsameren, zurückbleibenden Wasser eine größere Reibung auf das westliche, also ebenfalls rechte Ufer ausüben. — Auf der südlichen Halbkugel würde das Verhältnis natürlich gerade ein umgekehrtes sein, die Flüsse würden ihr linkes Ufer beträchtlicher erodieren als ihr rechtes. Dass dieses sog. Baer'sche Gesetz nicht haltbar ist, haben E. Dunker und K. Zöpperitz gezeigt.*)

Eine andere höchst auffällige Erscheinung ist die Verlegung des Unterlaufes vieler Flüsse, so dass sie heute an einem anderen Punkte der Küste ins Meer münden als früher. So floss der untere Niemen, statt wie jetzt ins Kurische Haff, einst durch das heutige Inster- und Pregelthal ins Frische Haff; die Weichsel nahm damals ihren Lauf durch das Thal der Netze und Warthe in den jetzigen unteren Oderlauf; die Oder mündete in gerader Fortsetzung ihres Oberlaufes, über Berlin fließend, durch das untere Elbthal in die Nordsee.**) Auch die Flüsse des sächsischen Hügellandes haben seit der Diluvialzeit ihren Lauf stark verändert. So wendete sich die Mulde von Grimma aus westlich über Leipzig nach dem heutigen Saalthal, — die Elbe floss von Torgau aus in westlicher Richtung nach Eilenburg, — die Saale strömte weiter östlich als heute über Schkeuditz.***) Nirgends aber haben sich derartige Verlegungen des Stromunterlaufes in großartigerer und furchtbarerer Weise geltend gemacht als am Hoang-ho (Gelber Fluss) in China. Dieselben sind dort außerordentlich zahlreich gewesen, trotzdem man sie von altersher durch Dammanlagen zu beschränken suchte. Die geschichtlichen Nachrichten über sie reichen 4000 Jahre weit zurück. Die älteste historisch bekannte Mündung dieses Flusses lag 90 Meilen nördlich

*) Dunker. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1875. S. 463 und 1882. S. 331. — Zöpperitz. Verh. des II. Deutsch. Geographentages zu Halle 1882.

**) Girard. Die norddeutsche Ebene. Berlin 1855. — Berendt. Der Nordwesten Berlins. Abhandl. z. geol. Spezialk. von Preußen. Bd. II. 3 S. 2. — Z. d. deut. geol. Ges. 1879. S. 13.

***) H. Crd. ebenda. 1880. S. 584. — Ders. Der Boden der Stadt Leipzig. 1884.

von derjenigen, welche von ihm vom 13. Jahrhundert bis zum Jahre 1856 benutzt wurde. In letztgenanntem Jahre wälzte er sich unter entsetzlichen Verwüstungen an Menschenleben, Bauwerken und Anpflanzungen zurück in sein altes nördliches Bett, um ohne ersichtliche äußere Ursache im Jahre 1874 von neuem seinen südlichen Lauf wieder anzunehmen*) und endlich 1887 denselben wiederum zu verlegen. Allein bei dieser letzten Überschwemmung sollen über 1 Million Menschen ertrunken sein.

§ 12. **Ausweitung der Erosionsschluchten; Schutthalden, Bergstürze.** Im ersten Stadium seiner Entstehung ist das Thal eine Furche. Dadurch, dass später der Fluss und zwar vorzüglich an der konvexen Seite von Kurven seine Ufer untergräbt, finden Abrutschungen statt, das herunterbrechende Material wird weggeführt, der Thalboden verbreitert sich. Gleichzeitig aber fallen die Gehänge der bis dahin nur durch die mechanische Kraft der fließenden Gewässer eingeschnittenen Thäler dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien und durch ihn der Lockerung und Zerstückelung anheim. Zur Verwitterung infolge des Einsickerns kohlensäurehaltiger Gewässer gesellt sich die sprengende und aus einander drängende Wirkung des gefrierenden Wassers, der lockernde Einfluss des Pflanzenwuchses. Was gelockert ist, bröckelt, rutscht oder stürzt hinab oder wird durch Regen und Schmelzwässer von allen benachbarten Kämmen, Gipfeln und Gehängen fortwährend ins Thal geführt und wandert als Flusstrübe direkt weiter oder häuft sich zu Trümmerhalden und Schuttkegeln an. Auch diese lockeren Gesteinsansammlungen verfallen mehr oder weniger rasch der transportierenden Thätigkeit der Bergströme und werden durch diese ebenso wie die Produkte der eigentlichen Erosion aus dem Gebirge herausgeschafft. Die Form und der Böschungswinkel der Thalgehänge ist demnach wesentlich das Resultat der Verwitterung und Abbröckelung (vergl. § 14).

Zuweilen wird die Thalbildung dadurch, dass sie Gesteinsmassen aus ihrem früheren Zusammenhange löst und in Einzelberge isoliert, die Veranlassung zu Bergschlipfen, Bergrutschen oder Bergstürzen.**) Die Ursachen dieser z. T. verheerenden Erscheinungen sind mannigfaltig und beruhen: auf Störung des Gleichgewichts durch Unterwaschung, — auf Erweichung thoniger Sockelschichten und dem Herabgleiten der überlagernden Gesteinsmassen, — auf durchgreifender Zerklüftung und Verwitterung größerer Felspartieen.

§ 13. **Riesentöpfe und Erdpyramiden.** Eigentümliche Formen der Erosionswirkung sind die Riesentöpfe und die Erdpyramiden. Erstere

---

*) R. Pumpelly. Geol. Researches in China. Washington 1866. — F. v. Richthofen. Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 958.

**) Vergl. A. Baltzer. N. Jahrb. 1880. Bd. II. S. 197.

entstehen am Fuße von Wasserfällen und in Stromschnellen, ferner durch Gletscherbäche unter dem Gletscher auf die Weise, dass Geschiebe lange Zeit hindurch vom Strudel auf dem felsigen Untergrund in kreisender Bewegung erhalten werden, wodurch sie sich bis 12 und mehr Meter tiefe, kessel- oder schachtähnliche, kreisrunde Löcher in das härteste Gestein bohren. Sie zeigen nicht selten auf ihrer glattgeschliffenen Innenseite spiralige, der allmählichen Einbohrung entsprechende Furchen und umfassen auf ihrem Grunde oft noch die rundgescheuerten Gerölle, welche als Bohrmaterial gedient haben. Sehr großartige Riesentöpfe sind diejenigen der Gegend von Kristiania in Norwegen und die im Gletschergarten von Luzern, solche von kleineren Dimensionen sind auch in Thüringen und Sachsen (Chemnitzthal, zwischen Nossen und Freiberg, sächs. Schweiz) bekannt.

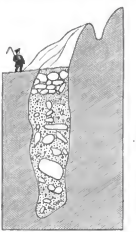


Fig. 65. Riesenkessel von Bakelaget bei Kristiania, Norwegen, Nach *Brögger* und *Reusch*.

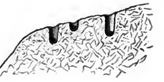


Fig. 64. Kleinere Riesentöpfe auf dem Boden einer Stromschnelle.

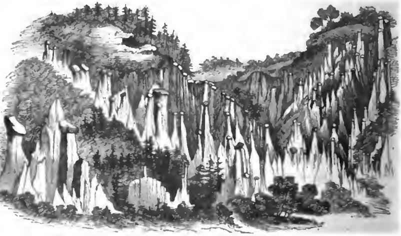


Fig. 66. Erdpyramiden bei Bozen.

Die Erdpyramiden können im Gegensatze zu den Riesentöpfen nur in lockeren, lehmig-sandigen Schuttanhäufungen entstehen, welche größere Gesteinsfragmente und Gerölle umfassen. Jedes dieser letzteren wirkt bei eintretender, von der Oberfläche nach der Tiefe zu fortschreitender Erosion

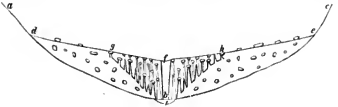


Fig. 67. Erdpyramiden.

wie ein Schirm als Schutz für seine Unterlage, so dass schlanke Säulen oder spitzpyramidale Partieen von feinem Schutt stehen bleiben, die auf ihrem oberen Ende eine von einem größeren Felsstück gebildete Kappe tragen. Am ausgezeichnetsten und zwar 30 bis 35 m hoch kennt man solche Erdpyramiden im Glazialschutt von Bozen in Südtirol*) (Fig. 66 u. 67).

§ 14. **Denudation.** Unter Denudation versteht man im Gegensatze zu der die Thalfurchen einschneidenden Erosion die Abtragung ausgedehnter Flächen von Gesteinsmaterial. An der Denudation beteiligen sich sämtliche oben geschilderten gesteinszerstörenden und -transportierenden Vorgänge. Sie bethätigt sich überall dort auf der Erdoberfläche, wo die Neigung des Bodens genügt, um die Produkte der säkularen Zerstörung und Zersetzung durch fließende Gewässer wegzuspülen und zu entfernen (Denudationsregionen).

Der Denudation verdanken die Gebirge ihre jetzige Oberflächengestaltung, wobei die Erosionsrinnen als Abzugskanäle für die fortwährend erzeugten Verwitterungsprodukte und Absturzmassen der benachbarten Berge dienen (siehe § 12). Durch diese kontinuierlichen und allseitigen Materialverluste haben letztere allmählich an Stelle ihrer ursprünglich massigen plumpen Form ihre heutigen Konturen erhalten, dabei aber gleichzeitig auch an Höhe eingebüßt. So beträgt z. B. nach Heim die heute noch übrig gebliebene Gebirgsmasse der Alpen nur ungefähr die Hälfte derjenigen, die durch Faltung emporgestaut wurde, während die andere Hälfte bereits denudiert und durch die Thäler weggeführt ist. Durch noch länger andauernde Denudation können alte Hochgebirge zu Hügelland erniedrigt worden sein, in welchem nur noch die innere Tektonik auf die einst hoch emporgestauten Falten hinweist (Rumpfgebirge S. 176).

In flacheren Gegenden ist die Wirkung der Denudation dort am

*) Gümbel. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. zu München, 1872. S. 245.

augenfälligsten, wo durch sie ausgedehnte Schichtenkomplexe bis auf kleine schollenartige Reste vollständig vernichtet worden sind. Letztere sind z. T. durch Verwerfungen in eine geschützte Lage zwischen tiefere, von der Denudation noch nicht erreichte Gesteine gelangt und dadurch der Abtragung entgangen, — z. T. in Gestalt isolierter kuppen- oder klippenartiger Ruinen übrig geblieben, — endlich als lappenförmige Überreste durch Überlagerung vulkanischer Massen vor Wegspülung beschirmt worden. Beispielsweise mag an die frühere Bedeckung des Landstriches zwischen Kassel, Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt durch den Lias erinnert werden, von welchem nur noch kleine isolierte Partieen in der Nähe der genannten Orte übrig geblieben sind, während er sonst vollkommen verschwunden ist. Ähnliches gilt von der oberen Kreideformation, welche sich von ihrem norddeutschen Hauptverbreitungsgebiete bis in die Gegend südlich vom Harz erstreckt haben muss, jetzt aber nur noch durch einen kleinen Lappen bei Worbis angedeutet ist. Auch die oberen Keuperschichten zwischen Thüringer Wald und Harz sind zum großen Teile diesem Vernichtungsprozesse verfallen. Analoge Erscheinungen wiederholen sich südwestlich vom Thüringer Walde, wo Bücking die Masse des von einem $1\frac{1}{2}$ □ Meile großen Gebiete denudierten Buntsandstein- und Muschelkalkmaterials auf über 26000 Millionen Kubikmeter berechnet, die genügen würde, um eine Fläche von 466 □Meilen 1 m hoch zu bedecken. In fast allen Teilen der Kontinente wiederholen sich solche Denudationen, welche als vernichtende, erniedrigende und oberflächengestaltende Faktoren sowohl während der Jetztzeit, als in früheren Perioden eine sehr große Rolle spielen.

§ 15. **Transport und Absätze von seiten fliefsender Gewässer.** Es ist schon hervorgehoben worden, dass die Transportfähigkeit des Wassers von der Schnelligkeit der Bewegung desselben, also von dem Gefälle und der Wassermenge abhängig ist. Demzufolge ist auch der dem Gebirge angehörige Oberlauf der Flüsse der Schauplatz der großartigsten Gesteinsschübe. Hier ist die Bildung von ganz bedeutenden, oft mehrere Tausend Meter breiten Schuttkegeln an solchen Stellen, wo tiefe Schluchten in breite Thäler ausmünden, eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Überhaupt werden die Wildbäche oft durch heftige Regengüsse und Wolkenbrüche so geschwellt und mit Gesteinsmassen überladen, dass sie wie gewaltige, Alles vernichtende Schlamm- und Schuttströme aus den Schluchten hervorbrechen und enorme Felstrümmer mit sich führen, um diese, sobald sie in die Weitungen des Hauptthales eintreten, wo ihre Transportkraft erlischt, zu einem fächerartig vorgeschobenen Schuttkegel aufzuhäufen (Murbrüche). Unter normalen Verhältnissen werden nur Sand und Schlamm von den Gebirgsbächen schwebend fortgeführt, die größeren Gesteinsstücke hingegen auf ihrem Boden fortgerollt und fortgeschoben. Dabei kommt der Umstand in Betracht, dass die meisten Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der

Gebirge einen größeren Anteil nehmen, nur ein spezifisches Gewicht von 2,0 bis 2,9 besitzen, so dass sie, im Wasser liegend, fast um die Hälfte ihres Gewichtes erleichtert werden und somit einer geringen Kraft bedürfen, um fortbewegt zu werden. Durch andauerndes Rollen und Aneinanderreiben dieser anfänglich eckigen Gesteinsbruchstücke werden dieselben allmählich zu abgerundeten Geschieben oder Geröllen, wobei zugleich feine, im Flusswasser schwebende und dasselbe trübende Teilchen gebildet werden. Schieferfragmente nehmen keine kugelige oder eiförmige Gestalt an, sondern zerfallen in Platten, deren Ecken sich allmählich abrunden. Am leichtesten werden Geschiebe von thonigem oder kalkigem Sandsteine bei ihrem Transporte zerkleinert und zerstört und zerfallen bald durch Auflösung ihres Bindemittels in losen Quarzsand. Daher führen Flüsse, welche Sandsteingebirge durchschneiden, große Massen dieses letzteren mit sich. Je weiter Geschiebe von einem Flusse fortgeführt werden, desto mehr nehmen sie an Größe ab. Anfänglich, also im Hochgebirge, groß und scharfeckig, runden sie bereits in kurzen Strecken ihre Kanten ab und verlieren in demselben Verhältnis, wie ihre Entfernung von dem Ursprungsorte zunimmt, an Größe, bis sie, falls der Lauf der Flüsse nicht allzu kurz ist, als Sand und Schlamm, namentlich aber als schwebende Teilchen (Silt, Flusstrübe) an dessen Mündung gelangen. Die Quantität dieses feinen Detritus ist zum Teil überraschend groß. So führt der Mississippi dem Golf von Mexiko jährlich eine solche Masse von Schlamm zu, dass dieser, wenn er sich zu einer zusammenhängenden Ablagerung absetzen sollte, eine englische Quadratmeile etwa 80 m hoch bedecken würde. Die jährlichen Sedimente des Ganges werden auf 235 Millionen kbm geschätzt, welche ein Lager von 26 000 m Länge und Breite und $^1/_3$ m Dicke geben. Die Niederschläge, welche die Donau bei gewöhnlichem Wasserstande jährlich dem Schwarzen Meere zuwälzt, würden eine Schicht von einer Quadratmeile und 0,8 m Dicke bilden; der Rhein führt bei Bonn jährlich genug schwebende Teilchen vorbei, um eine Schicht von 1956 m im Quadrat und $^1/_3$ m Dicke abzulagern.

Wo die bis dahin starke Neigung der Flussbetten und deshalb die Stromgeschwindigkeit und Transportfähigkeit der Gewässer eine geringere wird, setzen sich die Gerölle ab. Es ist dies der Natur der Sache nach namentlich dort der Fall, wo die Flüsse aus den Gebirgen in die Ebene treten. Infolge dieser Ablagerungen erhöhen die Ströme in der Region ihres Unterlaufes allmählich ihr Bett, versanden, brechen aus, stürzen sich über ihre Ufer, graben sich ein neues Bett und verlassen zuweilen das ältere. Um dies zu verhüten, und sich und ihre Fluren vor derartigen Überschwemmungen zu sichern, dämmen die Bewohner der Stromthäler die Ufer der Flüsse ein. So lange die Ufer der Ströme noch nicht künstlich reguliert und eingeengt sind, ergießen sich deren Wasser bei jeder Hochflut über

die flachen Thalsohlen, so dass die Stromthäler oft weite, meilenbreite Seen bilden, in welchen sich, je nach der Entfernung derselben von dem Gebirge, Kies, Sand und Schlamm absetzen. Je niedriger die Ufer sind, desto mehr wird das flache Uferland mit Detritus überschüttet. Vertieft sich im Laufe der Zeit das Bett des Stromes durch Erosion, so werden die ursprünglichen fluviatilen Ablagerungen, welche auf beiden Seiten der Flüsse mehr oder weniger breite Zonen bilden, wieder vernichtet, um neuen, tiefer liegenden Platz zu machen. Bleiben schmale Streifen der alten Kies- und Sandablagerungen an den Abhängen der benachbarten Thalgehänge zurück, so werden diese als Flussterrassen bezeichnet, sind in allen Gebirgsthälern häufige Erscheinungen und wiederholen sich hier oft in verschiedenen Niveaus über einander.*) In diesem Falle sind entsprechend den einzelnen Stadien der fortschreitenden Thalvertiefung die höchst gelegenen Terrassen die ältesten, die tiefer gelegenen die jüngeren Gebilde. Ganz ähnlich gestaltete Schotterterrassen entstehen jedoch auch auf die Weise, dass durch übermäßige Zuführung von Gebirgsschutt infolge außergewöhnlicher Vermehrung der Wassermassen der Boden bereits fertig existierender Thäler erhöht wird, ja letztere ganz ausgeebnet werden. Schneidet sich später der Fluss von neuem in diese Ablagerungen ein und verlegt seine Erosionsarbeit immer tiefer, so können stufenförmige Reste der Geröllausfüllung der Thäler an deren Gehängen in Form von Schotterterrassen zurückbleiben (Accumulationsterrassen Penck's). Ihre Gestalt ist den erstbeschriebenen sehr ähnlich, nur entstammt, umgekehrt wie bei letzteren, das Material der höchsten Terrasse einem jüngeren Zeitabschnitte als das der untersten.

§ 16. **Deltas.** Dort, wo die Flüsse ihre Wassermassen in Seen oder in das Meer ergießen, bilden sich unter gewissen Bedingungen durch den Absatz mechanisch fortgeführten Gesteinsmateriales Deltas.**) Die Seen, welche von den aus dem Gebirge tretenden Flüssen durchströmt werden, dienen deshalb als Klärungsbecken, in welche die Gewässer, mit Schutt, Schlamm und Sand beladen, eintreten und welche sie vollkommen klar und ohne eine Spur mechanisch suspendierter Teilchen verlassen. Diesem Zwecke dient beim Rhein der Bodensee, der Vierwaldstätter See bei der Reuß, der Brienzer und Thuner See bei der Aar, der Genfer See bei der Rhône. Die Deltas, welche diese Ströme an ihren Einmündungsstellen bilden, bestehen aus abwechselnden Sand-, Kies- und Lehmlagen, welche

*) Vergl. A. Heim. Erosion im Gebiete d. Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. — A. Bodmer. Terrassen und Thalstufen in der Schweiz. Zürich 1880. — A. Penck. Periodizität der Thalbildung. Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde. Berlin 1884. S. 39.

**) Rud. Credner. Die Deltas. Peterm. geograph. Mitteilungen; Ergänzungsheft No. 56. 1878.

eingeschwemmte Reste von Pflanzen, Land- und Süßwassertieren in größerer oder geringerer Menge einschließen und zum Teil regelmäßige, allseitig flach abfallende, zum Teil aber auch und zwar namentlich bei den an Hochfluten reichen Strömen höchst verworren gelagerte Schichten bilden. Die schweren Geschiebe werden unter normalen Verhältnissen direkt an der Mündung des Flusses abgesetzt, während Sand und Schlamm weiter und die feinen schwebenden Teilchen bis zu noch größerer Entfernung fortgeführt werden. Die Sonderung des Gesteinsmateriales nach der Korngröße würde eine gleichmäßige und durchgehende sein, wenn die Stromschnelligkeit der in den See tretenden Gewässer sich stets gleich bliebe; da sie aber in gewissen Zeiten durch Anschwellen der Ströme vergrößert, in anderen durch Abnahme der Wassermenge verringert wird, so werden auch zeitweilig größere Geschiebe und grober Sand so weit in den See geschleudert, als unter anderen Bedingungen die feinsten Schlammteilchen gelangen werden. Daher die Abwechslung grober Kies- und feiner Lehmschichten. Die entstehenden Deltas haben die Gestalt flacher Kegel mit oben steilerer, an ihrem Fuße immer flacher werdender Böschung. So erstreckt sich das Delta der Aar bei deren Eintritt in den Brienzer See etwa 1100 bis 1200 m weit in diesen letzteren hinein; die abgelagerten Schuttmassen bilden nahe der Flussmündung eine Böschung von 30—35°, die jedoch mit der Entfernung von jener immer flacher wird und sich allmählich an den fast horizontalen Boden des Sees anschmiegt. Ähnliches gilt von dem seit der 1851 erfolgten Geradelegung der Reuß im Vierwaldstätter See gebildeten Delta. Dasselbe hatte 1878 einen Inhalt von etwa 4 Millionen Kubikmetern, so dass die Reuß an ihrer Mündung jährlich durchschnittlich 150 000, täglich etwa 548 kbm Geschiebematerial ablagert.*)

Die Bildung von Deltas an der Ausmündung größerer Ströme in das Meer wird überall dort vor sich gehen, wo letztere durch vor ihnen liegende Flussbarren und Uferwälle geschützt sind. Dadurch werden Lagunen gebildet, in welche vom Flusse Sand, Schlamm und schwebende Teilchen geführt und dort in ähnlicher Weise wie in einem ruhigen Binnensee abgelagert werden. Durch fortgesetzte Niederschläge werden die Lagunen allmählich ganz oder teilweise ausgefüllt, so dass sich der neugebildete Boden im Laufe der Zeit über das Meeresniveau erhebt und ein flaches, von sich verzweigenden Flussarmen durchfurchtes und seichte Seen, die Überreste der Lagunen, umfassendes Land bildet, an dessen Meeresufern sich die sandigen Uferwälle erheben. Nur ausnahmsweise und zwar hauptsächlich infolge von Menschenhand aufgeführter Strombauten überschreiten die Deltaabsätze die Uferwälle und treten in das offene Meer vor (marine

*) A. Heim. Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. Taf. II.

oder vorgeschobene Deltas). Eine viel allgemeinere Bedeutung für die Genesis der Deltas, als den Uferwällen, schreibt R. Credner (l. c. S. 40) den säkularen Hebungen der Festlandsküsten zu, infolge deren die submarinen Absätze der Flüsse über den Wasserspiegel hervortauchen.

Einige der bedeutendsten Deltas sind die des Rheines, der Rhône, des Po, der Donau, des Niles, des Ganges und des Mississippis. Als erläuternde Beispiele mögen an dieser Stelle kurze Beschreibungen der Deltas des Niles und des Mississippis Platz finden.

Das Delta des Niles ist eine vollkommen horizontale Ebene von 22194 qkm Größe und von der Gestalt eines Dreieckes (siehe Fig. 68). Die nach dem mittelländischen Meere zugewandte Basis desselben bildet einen weiten, nach diesem zu konvexen Bogen und ist gegen das Meer zu von einem

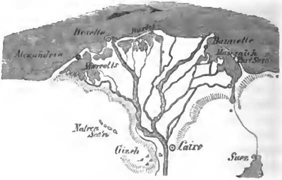


Fig. 68. Das Nildelta.

sich über das Delta erhebenden, nur stellenweise unterbrochenen, ebenfalls bogenförmigen Damm von zum großen Teile aus Schalenfragmenten recenter Mollusken, Bryozoen und Foraminiferen gebildeten Kalkstein, dem Uferwall, begrenzt. Das Delta selbst ist von den beiden, sich vielfach verzweigenden Armen des Niles (dem von Rosette und dem von Damiette) durchschnitten und von vier großen, sehr seichten Lagunen unterbrochen, welche etwa 4500 qkm einnehmen, vom Meer durch den Uferwall getrennt sind, nur vermittelst schmaler Unterbrechungen dieses letzteren mit jenem kommunizieren, immer mehr von Sand und Schlamm angefüllt und deshalb einst vollkommen verschwinden werden. Das ganze Delta besteht bis zu 14 oder 15 m Tiefe aus horizontalen Schichten eines bei den periodischen Überschwemmungen des Niles abgesetzten feinen, braunroten Lehmes, unter welchem sich Ablagerungen von Meeressand ausbreiten. Die Höhe der Absätze des Nilwassers im Gebiete des Deltas wird auf 64 mm im Laufe von 100 Jahren geschätzt. Aus alle dem geht hervor, dass der Nil ursprünglich in eine Bucht mündete, welche nach dem Meere zu von einem Uferwalle

begrenzt wurde und welche allmählich von Nilschlamm ausgefüllt und so zum Nildelta umgestaltet wurde.

Viel zerschlitztere und unregelmäßigere Gestalt hat das Mississippi-Delta, dem ein umrandender Uferwall fehlt und dessen Bildung und stete Verschiebung mit der säkularen Hebung der benachbarten Küste in Zusammenhang stehen dürfte. Das Delta des Mississippis besitzt über 320 km Länge, über 300 km Breite, besteht aus äußerst flachem, niedrigem Lande, welches jedoch während des größten Teiles des Jahres von einer trüben Flut überschwemmt ist. Das Delta wird außer durch den Hauptstrom des Mississippis von einer bedeutenden Anzahl sich vielfach verzweigender Nebenarme (Bayus) durchschnitten und von Sümpfen und flachen Lagunen unterbrochen. Von dem eigentlichen Delta aus streckt sich der beiderseits von schmalen Streifen jüngster Alluvionen eingedämmte Mississippi meilenweit in das Meer hinaus, um sich dann in 3 divergierende »Pässe« zu teilen. Die Mächtigkeit der Deltaabsätze beträgt bei New-Orleans etwa 10 m, weiter südlich bis zu 30 m; ihre Anschwemmung und Ablagerung geht jedoch so schnell vor sich, dass in kürzester Zeit die bedeutendsten Veränderungen der Konturformen des Deltas hervorgebracht werden, und die Pässe des letzteren in gewissen Jahren um mehr als 80 m anwachsen und in das Meer vorrücken.

Ganz anderer Art sind die Erscheinungen in Flussmündungen, an Küsten, welche sich im Zustande langsamer Senkung befinden. Durch letztere wird die Bildung von Deltas verhindert, indem die abgesetzten Sedimente zwar Sandbänke, Untiefen und Barren aufbauen, aber den Wasserspiegel nicht erreichen. Daher rührt die weitgeöffnete, trichterförmige Gestalt solcher Flussmündungen. Dies gilt z. B. von der Elbe, Weser, Seine, Loire, dem Hudson, Delaware, Amazonas u. a. an sich senkenden Küsten mündenden Flüssen (vergl. S. 167).

§ 17. Die mechanische Thätigkeit des Meeres. Nur der bewegte Ozean übt eine mechanische Thätigkeit aus. Die Meereswasser werden durch die ozeanischen Strömungen, die Gezeiten, Sturmeswogen und Wasserbeben in den Zustand der Bewegung versetzt.*)

Die mechanische Thätigkeit des Meeres kann, wie die der fließenden Gewässer eine zerstörende, transportierende und absetzende sein. Der zerstörende Effekt der See auf ihre Küsten beruht auf der Höhe der Flut, auf der Richtung und Schnelligkeit der Flutwelle, auf der Richtung der vorwaltenden Winde und Stürme, auf der Gewalt der Wogen, auf der petrographischen Beschaffenheit und dem geologischen Bau der Ufer, sowie auf den Konturen und der Steilheit derselben. Granit, Gneiß, Syenit, Basalt widerstehen dem Anpralle der Wogen besser, als Sandstein, Mergel und

*) v. Boguslawski u. Krummel. Handb. d. Ozeanographie II. Stuttg. 1887.

Kalkstein, — horizontal gelagerte Schichten werden leichter unterwühlt und vernichtet, als seewärts geneigte, auf denen die Welle widerstandslos hinaufläuft, — an flachen, sandigen Küsten tritt mehr die aufbauende Thätigkeit des Meeres hervor und eine an Vorgebirgen und Buchten reiche Küste wird durch die Vermehrung der Angriffspunkte unter sonst gleichen Verhältnissen eine stärkere Zerstörung und Veränderung erleiden, als geradlinige Strecken. Die Wogen des Ozeans wirken mit der zerstörenden Kraft eines Wasserfalles auf die Küsten, welche unter diesem Einflusse beständigen Veränderungen unterworfen sind. Zunächst entsteht unter der Einwirkung der Brandung an Steilküsten im Niveau der ersteren eine horizontal verlaufende hohlkehlenartige Einkerbung. Die ihrer Basis beraubte Felswand stürzt herab, — die Gesteinstrümmer werden von den Wogen zerkleinert, abgerundet und wie Projektile gegen die Küste geschleudert, — die Unterminierung und der Einsturz wiederholen sich, — die Brandungs-

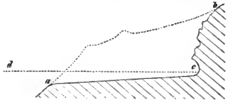


Fig. 69.
ab = ursprüngliches Profil der Steilküste. *ac* = Brandungsterrasse.
cd = Meeresniveau bei Fluthöhe.

linie rückt landeinwärts, — es entsteht eine flach ansteigende Brandungsterrasse (Fig. 69, *ac*). Mit ihrer Verbreiterung schwächt sich die erodierende Wirkung der Brandungswogen und hört endlich ganz auf. Die Gestade der Insel Helgoland, sowie die felsigen Küsten von Norfolk und Suffolk in England zeigen, wie großartig die zerstörende Macht des Meeres ist.

Ist dahingegen die Küste, auf welche die Meeresbrandung einwirkt, einer säkularen Senkung unterworfen, so bewirkt die langsam landeinwärts schreitende Brandungswelle eine Abtragung, **Abrasion**, durch welche



Fig. 70. **Abrasion** bei kontinuierlicher Senkung des Landes.
ab = Abrasionsfläche, *acd* = abgetragene Gebirgsmasse.

ausgedehnte Territorien und ganze Bergmassen betroffen werden können (Fig. 70). An die Stelle der letzteren treten ebene, flachwellige oder bei ruckweiser Verschiebung der Strandlinie terrassenförmig aufsteigende

Abrasionsflächen, deren Oberflächengestaltung dann mit ihrer inneren Tektonik in keinerlei Zusammenhang, ja in Widerspruch zu stehen pflegt. Der durch die Brandungswelle erzeugte und fortgeführte Detritus kann sich unmittelbar auf dem neu erzeugten Meeresgrunde ablagern, sodass mit der Abrasion eine übergreifende (transgredierende) Schichtenbildung (siehe S. 171) Hand in Hand ging.*)

Was die Thätigkeit des Ozeanes als Transportmittel der in denselben geführten Sande und Kiese betrifft, so beschränkt sich dieselbe wesentlich auf schmale und flache, von den Wellen aufgewühlte Küstenstriche, und zwar ist sie hier darauf gerichtet, die aus den Flussmündungen herausgeschwemmten Schutt- und Sandmassen an die Ufer der Kontinente zurückzutreiben und dieselben dort abzusetzen (Litoral-Bildungen). Weder Ebbe und Flut, noch Sturmeswogen dienen zur ozeanischen Verbreitung des Flussschuttes und Sandes, im Gegenteile drängen sie dieselben an die Küsten. Deshalb können sich auf dem eigentlichen Meeresgrunde keine grobklastischen Gesteine, wie Sandsteine oder Konglomerate bilden, deren Ablagerung auf die Küstenzonen beschränkt bleibt. Nur die von den Wassern in Suspension gehaltenen feinsten Sand- und Schlammteilchen erhalten, begünstigt durch die Strömungen des Meeres, eine weitere Verbreitung in diesem. Die durch ihren Absatz erzeugten Ablagerungen des blauen und grünen Schlammes**) dehnen sich lokal bis 450 km von der Küste aus und erstrecken sich bis in die größten Meerestiefen. Die gröberen Sand- und Kiesmassen, welche die Flüsse dem Ozeane zuführen, vermehrt um die Produkte der zerstörenden Meereswogen, werden von den Wellen zu Uferwällen aufgeworfen, wo die Wogen unablässig an ihrer Zerkleinerung arbeiten, die feineren Sandkörnchen mit sich zurücknehmen und an dem Fuße des aus dem zurückbleibenden gröberen Materiale bestehenden Dammes wieder ablagern. Auch an dem Ausgange flacher Buchten türmen sie sich auf und verwandeln diese allmählich zu Binnenseen oder Lagunen. Münden Flüsse in diese letzteren ein, so wird, wie früher gezeigt, deren Absätzen Gelegenheit zu Deltabildungen und allmählicher völliger Ausfüllung der Lagunen gegeben. An allen Küsten, an denen sich überhaupt Raum zu ihrer Ausbildung findet, zeigen sich diese Uferwälle. In Deutschland ziehen sie sich von Schleswig die Nordsee entlang bis nach Holland, an den Gestaden der Ostsee treten sie als Nehrungen zwischen den Lagunen der Flussmündungen (den Haffen) und der offenen See auf

*) Ramsay. Physic. Geol. and Geograph. of Gr. Britain. 5. ed. 1878. Cap. 30. — F. von Richthofen. China. Bd. II. 1882 und Führer für Forschungsreisende 1886. S. 336—364. Rütimeyer. Die Bretagne 1883.

**) Murray et Renard. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. 1884. III. p. 25. — v. Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Ak. d. Wiss. Math.-phys. Kl. 1878. II. S. 189.

(s. Fig. 71). Selbst an Stellen, wo diese Uferwälle durch Flussmündungen unterbrochen scheinen, sind die Lücken nur oberflächlich, indem eine Sandbank, die **Barre**, in der Fortsetzung des Uferwalles die Mündung der meisten größeren Ströme quer durchzieht. Ganz ähnliche Erscheinungen sind die **Peressips**, welche an der Westküste des schwarzen Meeres die Mündung vieler Ströme bogenartig umziehen, sodass vollständig abgeschlossene Seen entstehen, die durch in den Wall eingeschnittene Kanäle mit dem Meere kommunizieren.



Fig. 71. Frische und kurische Nehrung (Uferwälle); frisches und kurisches Haff (Lagunen).

Nirgends sind diese vorgeschobenen und vom Festlande durch einen Strich flachen Wassers getrennten Uferwälle so vollkommen ausgebildet, wie an der Ostküste Nordamerikas von Long Island bis Florida, und zwar namentlich in der Nachbarschaft des Kap Hatteras. Ihre Bildung lässt sich hier ganz bestimmt auf die Wechselwirkung der Gezeiten und der außergewöhnlich zahlreichen Flüsse und Ströme zurückführen. In letztere dringt die Flut, staut sie an, überschwemmt das benachbarte Flachland und bringt die Wasser eine Zeit lang zum Stehen. Infolge davon gelangen ihre Sand- und Schlammmassen zum Absatz. Bei eintretender Ebbe beginnen die Flusswasser sich in Bewegung zu setzen, ihre Niederschläge wieder aufzuwühlen und nach dem Meere zu schaffen. Auf den flachen Küstenzonen angelangt, breiten sie sich aus, haben den Widerstand der Meereswogen zu bekämpfen, verlieren dadurch ihre bisherige Schnelligkeit und setzen ihre Schlamm- und Sandlast von neuem ab, — es entstehen die **vorgeschobenen Uferwälle**. Die Entfernung derselben von der Mündung der Flüsse hängt von der Größe und dem Gefälle dieser letzteren, sowie von der Höhe und Stärke der Flut ab.

Da in den von Uferwällen umzogenen Ästuarien und Lagunen eine Mischung von Meeres- und Süßwasser stattfindet, so bergen sie eine ganz eigentümliche Fauna, deren Reste für die dort abgelagerten **Brackwasser-Bildungen** charakteristisch sind.

In manchen Gegenden wird das Material der Uferwälle durch kalk-

haltige Gewässer zu einem Konglomerate verkittet und dadurch zu einem festen Gesteine umgewandelt, meist aber bleibt es eine so lose Anhäufung, dass die von der See wehenden Winde den feinen Sand von den groben Geröllen und Kiesen trennen, ihn zu Dünen aufhäufen und als Flugsand landeinwärts treiben (siehe: Winde).

Überall zeigt es sich, dass die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche nur ein vergängliches Bild in dem Umgestaltungsprozesse unseres Planeten, nur eine momentane Gruppierung des ruhelos wandernden Stoffes ist, welcher nur scheinbar eine gewisse Stabilität bewahrt. In allen Richtungen wird das Wasser seiner Aufgabe gerecht: auszugleichen was der Vulkanismus aufgetürmt, und die flache, ursprünglich von Gebirgen noch nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen.

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

Die Mitwirkung des Eises auf die Gestaltung der Erdoberflächenverhältnisse hat sich der Natur der Sache nach weniger durch Wassereis, als durch die größeren Ansammlungen von Landeis, welche man als **Gletscher** bezeichnet, geltend machen können.

Litteratur:

A. Heim. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart. 1885.

§ 1. Wesen der Gletscher. Gletscher sind Eisströme, welche in den Hochschneefeldern entspringen und sich in langsamem Flusse thalabwärts bewegen. Die Heimat des Hochschnees sind die oberhalb der Schneelinie gelegenen Partieen des Hochgebirges, sowie das Innere des polaren Festlandes, wo er sich als Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit bildet. Hier bleibt er infolge der Kälte und Trockenheit der Luft fast unverändert und würde in das Unendliche anwachsen, wenn die Schneemassen nicht nach unten pressten und dadurch ihre ursprüngliche Lagerstätte verlassen müssten. Dabei bildet er sich zu rundlichen Körnern, dem Firn, dann infolge von Druck und Durchtränkung mit gefrierendem Wasser zu kompaktem Firn-Eis und in noch tieferen Niveaus zu Gletscher-Eis um. Jedoch gestaltet sich der Firn nicht erst an seiner unteren, als Firnlinie bezeichneten Grenze zum Gletscherstrom, es ist dies vielmehr nur die Region, in welcher der bereits auf dem Boden der Firnanhäufung fertig gewordene Gletscher unter seiner Firnbedeckung hervortritt. Diese ist anfänglich dünn, je höher man sich jedoch von der Firnlinie entfernt, desto schwächer wird die Eislage auf dem Grunde des Firnes und desto mächtiger dieser selbst. Der Druck

der oberen Firnmassen auf den darunter gelegenen Firn ist die Veranlassung zur Vereisung des letzteren und somit zur Gletscherbildung.

Die Firnschneefelder sind demnach die Eisreservoirs, aus denen die Gletscher entspringen und ernährt werden, so dass sich Gletscher und Schneefelder zu einander verhalten, wie ein Fluss zu dem See, welchem er Abfluss verschafft. Es bewegt sich also auch die Firnmasse fort und fort abwärts, bis sie in oben angegebener Weise in Gletschereis umgewandelt wird und dann als solches die Bewegung fortsetzt. Die erste Bedingung für die Entstehung der Gletscher ist demnach die Existenz von Sammelgebieten des Firns, also innerhalb der Schneeregion gelegener Areale der Erdoberfläche. Je nach der Gebirgsgestaltung dieser Firngebiete hat man verschiedene Typen der Vergletscherung zu unterscheiden. Bei den alpinen Gletschern bestehen deren Nährgebiete aus weiten Mulden und Kesseln, welche von Gebirgskämmen, Graten und Gipfeln steil umrandet und abgeschlossen werden. Aus dieser Firnmulde wächst der Gletscher heraus und ergießt sich, dem Thale folgend, bis z. T. weit unter die Schneelinie. Die großen Eisströme nennt man Gletscher erster Ordnung, die kleineren, nicht bis auf die Thalsohlen herabreichenden Gletscher zweiter Ordnung, Hängegletscher oder Jochgletscher. Einen von diesen scharf individualisierten alpinen Gletschern verschiedenen Typus repräsentieren die Vergletscherungen Skandinaviens und Grönlands. Die Plateauhochflächen Skandinaviens tragen, soweit sie in die Schneeregion hinein ragen, flache, weit ausgedehnte Firnfelder (Justedalsbraen = 900 qkm), aus deren Rande sich zahlreiche kleine, meist steile Gletscher radial in die Thäler ergießen. Ihnen allen ist ein Nährgebiet gemeinsam. Die grönländische Vergletscherung endlich besteht in einer gewaltigen, über 1000 m mächtigen allgemeinen Eisüberflutung (Inlandeis, Binneneis), aus welcher nur ganz vereinzelte Felsgipfel (Nunataker) hervorragen. Die Oberfläche dieses Binneneises senkt sich vom Inneren flach nach der Küste. Dasselbe bewegt sich als einheitliche Masse radial und zerteilt sich erst am äußersten Rande in große Auslaufsgletscher, welche in die Fjords fließen.

§ 2. **Innerer Bau der Gletschermasse.** Die Gletschermasse besteht aus dicht aneinander gepressten, unregelmäßigen, krystallinen Eiskörnern und besitzt eine plattig lamellare Struktur, indem es sich aus lauter sich allseitig auskeilenden Blättern und Lagen zusammensetzt, von denen die einen dicht, homogen, durchsichtig und blau, die anderen mit jenen wechsellagernden schaumig, blasig und weiß sind (Blaubänderstruktur). Diese verschiedenartigen Eislagen schmelzen auch verschieden schnell, die glasigen langsamer, die schaumigen schneller. Infolge dessen erscheint deren die einzelnen Lagen schneidende Oberfläche bei günstiger Beleuchtung durch zahllose Rippen und Furchen moiréeartig liniiert.

Die Lagerungsweise dieser Blaubänderstruktur ist eine freilich von

den Konturen des Gletscherbettes in mannigfachster Art modifizierte Muldenform. Breitet sich der Gletscher aus, so bilden seine Eislagen eine flache Mulde; meist stehen die Bänder in der Mitte senkrecht und fallen an den beiderseitigen Rändern steil gegen die zentrale Zone ein; wird dem vordringenden Gletscher durch Felsvorsprünge ein besonders starker Widerstand geleistet, so biegen sich die Eislagen fächer-, schalen- oder wellenförmig, zickzack- oder maserartig zusammen. Diese Band- und Lagenstruktur des Gletschereises ist als eine Folge des Druckes, als eine der falschen Schieferung entsprechende sekundäre Erscheinung aufzufassen. Unabhängig von ihr verläuft die meist fast horizontale wirkliche Schichtung der Gletschermasse, welche besonders durch Staub und Sand führende Lagen angedeutet wird. Schmutzbänder, welche sich bogenförmig quer über den Gletscher ziehen, bestehen in oberflächlichen Auflagerungen.

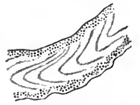


Fig. 72. Schmutzbänder auf einem Gletscher.

§ 3. **Bewegung der Gletscher.** Die Gletschermasse füllt die von den Firnfeldern sich nach abwärts ziehenden Thäler in ihrer ganzen Breite und bis zu ziemlicher Höhe aus und fließt in ihnen unaufhaltsam und beständig thalabwärts. Sie befindet sich in einem plastischen Zustande; infolge dessen werden ihre Bewegungen durch Verengungen ihres Bettes oder Unebenheiten des Bodens nicht verhindert, vielmehr schmiegt sie sich den letzteren an, quillt durch Engpässe hindurch und breitet sich bei Erweiterung des Thales wieder aus. Tritt einer vorrückenden Gletschermasse ein niedriges Felsenriff in den Weg, so schiebt sie sich an demselben in die Höhe und über dasselbe hinweg; in ähnlicher Weise drängt sie sich Felsenabhänge hinab und spaltet sich dabei in verschieden gestaltete Eisblöcke. Mehrere Gletscherströme können sich zu einem Hauptgletscher vereinigen und verschmelzen dann zu einer einzigen Gletschermasse. Die Oberfläche der Gletscher ist nur an solchen Stellen ziemlich eben und zusammenhängend, wo die Neigung der Thalsohle eine gleichmäßige ist, dort aber, wo sich letztere, also das Gefälle ändert, wo demnach Unebenheiten des Untergrundes zu überwinden sind, zerberstet die gegen Zug nicht nachgiebige Gletschermasse und wird durch tiefe, breite Querspalten durchsetzt (Fig. 73*a*). An Punkten aber, wo eine Veränderung der Breite und zwar eine Erweiterung

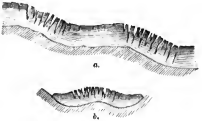


Fig. 73. Gletscherspalten. *a*. Querspalten. *b*. Längsspalten.

des Gletscherbettes eintritt, entstehen Längsspalten (Fig. 73 *b*), an Vorsprüngen des Ufers Randspalten, welche mit 45° aufwärts gegen die Mitte des Gletschers gerichtet sind. Plötzliche Abstürze des Thalgrundes sind die Veranlassung einer vollkommenen Zerklüftung und Zerberstung der ganzen Eismasse in lauter kleinere und größere Blöcke, also zur Bildung eines Eisfalles (Gletscherkaskade). Kreuzen sich zwei Spaltensysteme, so entstehen turm- und obeliskenartige Eisfelsen, die sogenannten Eisnadeln, welche oft unter donnerartigem Gedröhne zusammenstürzen. Die Gletscherspalten sind ebenso von dem Profile des Gletschergrundes und dem Verlauf der Gletscherufer bestimmt, wie jede Brechung der Oberfläche eines fließenden Gewässers durch Neigung und Beschaffenheit des Flussbettes. Wie die geringste Stromschnelle stets an derselben Stelle verharrt, wie zu dem gewaltigsten Fall das Wasser in ruhigstem Fluss herannahen kann und unter ihm allmählich die Wogen sich wieder beruhigen und zur ebenen Oberfläche ausgleichen, gerade so ist es auch mit dem Gletscher. Stets thun sich die Spalten an derselben Stelle auf, rücken vorwärts, um sich dann wieder zu schließen, während an ihrer Ursprungsstelle neue Spalten sich aufgethan haben. An derselben Felsecke am Mer de Glace, an der Saussure die strahlenförmig verlaufenden Spalten zuerst entdeckte, trifft man sie heute noch; unter der Stelle schließen sie sich wieder. Unter dem wildesten Chaos von Eisnadeln sammelt sich der Gletscher wieder zum zusammenhängenden Ganzen.

Die von der Höhe nach der Tiefe gerichtete Bewegung des Gletschereises ist eine regelmäßige und beständige, nie ruckweise vor sich gehende, welche nicht nur auf den Sommer beschränkt ist, sondern sich auch während des Winters bethätigt, aber im Hochsommer am größten ist, wo der Gletscher von Schmelzwassern durchdrungen und am beweglichsten ist. Ebenso tritt auf steilen Senkungsflächen bei sonst gleichen Verhältnissen eine Beschleunigung der Bewegung ein. Die gesamte Gletschermasse beteiligt sich jedoch an dieser steten Fortbewegung nicht in gleichem Grade, es verhält sich vielmehr der Gletscher in dieser Beziehung durchaus wie ein Strom, indem seine mittlere Zone schneller vorrückt, wie seine Ränder, seine Oberfläche schneller als sein Boden. Eine quer über einen Gletscher gezogene gerade Linie bildet sich deshalb nach einiger Zeit zu einer erst flachen, dann sich immer stärker krümmenden Kurve aus.

Die Größe der Gletscherbewegung hängt von der Masse, also Mächtigkeit des Gletschereises und der Stärke der Neigung seiner Unterlage ab, schwankt demnach in weiten Grenzen und beträgt z. B. bei den Gletschern der Alpen zwischen 15 cm und 1,30 m täglich. Nimmt man als gewöhnlichstes Maß derselben 20 bis 30 cm pro Tag an, so entspricht dies einer jährlichen Bewegung von etwa 75 bis 110 m. Als etwas ganz Abnormales ist die Schnelligkeit der Gletscherbewegung bei dem periodischen Vor-

rücken des Vernagtgletschers zu betrachten, die z. B. am 1. Juni des Jahres 1845, also an einem Tage, 12 m oder 0,5 m in der Stunde erreichte und mit dem Auge zu verfolgen war. Überraschend groß ist die Schnelligkeit, mit welcher manche Gletscher der Westküste Grönlands vorrücken. A. Helland*) beobachtete z. B. am Gletscher von Jakobshavn eine mittlere Geschwindigkeit von 14,70 bis 19,77 m in 24 Stunden, an dem von Torsukatak eine solche von bis zu 10,16 m.

Übrigens genügen kaum merkliche Gefälle des Untergrundes (bis hinab zu 1′) zur Bewegungsfähigkeit des Gletschereises**), ein Umstand, welcher die diluviale Vergletscherung Nordeuropas durch von Skandinavien aus vorrückendes Inlandeis erklären hilft.

Die infolge oberflächlicher Abschmelzung des Eises entstehenden Schmelzwasser rieseln in Spalten und unregelmäßigen Kanälen (Gletschermühlen) durch das Eis, durchziehen dasselbe als unzählige Wasseradern und vereinigen sich unter dem Gletscher mit den auf dessen Boden erzeugten Schmelzwassern zu Bachsystemen, um dann am unteren Ende des Gletschers aus einer höhlenartigen Öffnung, dem Gletscherthor, hervorzubrechen. Diese Gletscherbäche sind anfänglich trübe, werden aber bald, nachdem sie eine größere Menge von Sand und Schlamm abgesetzt, klar. Das Maß des Abschmelzens des Gletschers ist ein täglich zwischen einem Maximum und Minimum schwankendes. Dasselbe beginnt, wenn die Sonne sich erhebt und die Luft sich erwärmt, dann rinnen überall Fäden des prächtig grünen Schmelzwassers über seine Fläche, immer reichlicher, je höher die Sonne steigt, um abends, wenn die Sonne hinter die Berge gesunken ist, wieder gänzlich zu versiegen.

Die Erklärung der Bewegung des Gletschers, wie solche von Thomson, Tyndall, Helmholtz, Pfaff und Heim herrührt, lässt sich nach Letzterem folgendermaßen zusammenfassen:

Die Gletscherbewegung geht vor sich infolge der Schwere, also des thalabwärts gerichteten Druckes seiner Masse. Sie besteht einerseits in dem Gleiten des Gletschers auf seinem Untergrunde, — anderseits in einer fließenden Bewegung, welche derjenigen dickflüssiger Massen entspricht. Letztere kommt zu Stande 1. durch die Plastizität des Eises; 2. durch Zerteilungen und kleine Stellungsveränderungen, beständig abwechselnd mit Regelation; 3. durch partielle innere Verflüssigung durch Druck. Unter dem hohen Drucke, der auf das Eis wirkt, sinkt der Gefrierpunkt des Wassers; es findet deshalb eine teilweise Schmelzung des Eises zu Wasser von unter Null Grad statt. Letzteres wird herausgepresst und die thalaufwärts

*) Siehe: Mitteil. des Vereins f. Erdkunde in Leipzig. 1877 u. Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 693. — Hammer. Peterm. geogr. Mitt. 1883. Heft 4, S. 134.

**) E. v. Drygalsky. N. Jahrb. 1890. II. S. 163.

gelegenen, abwärts drückenden Eismassen rücken um den Betrag dieser Volumenverminderung nach, die Gletschermasse bewegt sich nach und nach abwärts. Das ausgequetschte Wasser treibt auf seinem Wege einen Teil der im Gletschereise so häufigen Luftblasen aus und nimmt deren Stelle ein und gefriert hier wieder. Durch diesen Prozess entsteht zugleich die rechtwinkelig auf der Druckrichtung stehende Bänderung des Gletschereises, also die Wechsellagerung von luftblasenfreiem, blauem, und luftblasenreichem, weißem Eise (siehe oben und sub: Falsche Schieferung).

§ 4. **Untere Grenze der Gletscher.** Die Bewegung der Gletscher ist nicht so aufzufassen, als ob unbedingt ein thalabwärts gerichtetes Vorrücken des unteren Gletscherendes mit derselben verknüpft wäre. Ein solches tritt vielmehr nur dann ein, wenn der Einfluss der herrschenden Temperatur ein stetes Fortschreiten des Gletschers nach dem Tieflande zu gestattet, also nur in polaren Gegenden, während in der gemäßigten und heißen Zone ihrer Ausdehnung nach unten durch die wärmere Temperatur eine Grenze gesetzt wird. Dieses Niveau, die Schmelzlinie (nicht zu verwechseln mit der Schneelinie), kann der Gletscher nicht überschreiten, indem sein Ende in demselben Verhältnisse abgeschmolzen wird, in welchem Gletschermasse zuströmt. Die Gletschergrenze liegt demnach in dem Niveau, wo beide Faktoren einander das Gleichgewicht halten, so dass die Schmelzlinie der Gletscher oft über 1000 m unterhalb der Schneelinie zu suchen ist. So dringen die großen Gletscher der Alpen im Mittel bis etwa 1500 m unter die Schneeregion hinab. Ganz konstant ist die Schmelzlinie nicht, ist vielmehr je nach der Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse in den aufeinander folgenden Jahren Schwankungen unterworfen. Treten kühle, feuchte Jahre ein, während deren wenig Eis abschmilzt, so rückt der Gletscher weiter ins Thal hinab, — ist in warmen Sommern das Abschmelzen überwiegend, so ziehen sich die Gletscher scheinbar zurück, und es werden Teile des Thales entblößt, welche früher von Eis bedeckt waren. Weit großartiger und auffallender sind jedoch die Schwankungen des Gletscherstandes innerhalb größerer Perioden. So sind die Gletscher der Alpen seit 1850 im Rückzug begriffen, infolge dessen viele einen Verlust von über 600—1000 m an ihrer Länge erlitten.

Die Meereshöhe der Schmelzlinie der Gletscher wird vorzugsweise durch die Temperaturdifferenzen der verschiedenen Jahreszeiten bestimmt. Sie liegt demnach in Regionen, wo zwar sehr kalte Winter, aber heiße Sommer herrschen, höher als an Orten mit kühleren Sommern, — sie nähert sich mit anderen Worten mit dem Fortschreiten nach den Polen hin immer mehr dem Niveau der See. Fernere bestimmende Ursachen der Höhe der Schmelzlinie sind in der Reichlichkeit der atmosphärischen Niederschläge innerhalb der einzelnen Gletscherregionen und deshalb auch in der Richtung der dort herrschenden Winde zu suchen. Streichen letztere, ehe sie

zu den Gletschern gelangen, über weite Wasserflächen und beladen sich auf ihrem Wege mit Feuchtigkeit, so bewirken sie durch Bildung von reichlichem Firn ein Herabrücken der Schmelzlinie. Es reichen aus diesem Grunde am Südabhange des Himalaya die Gletscher tiefer hinab, als auf der Nordseite, welche nur von den trockenen Landwinden Zentralasiens bestrichen wird. Endlich ist auch noch die Größe der Gletschermassen ein Faktor, welcher die Meereshöhe, bis zu der die Gletscher hinabsteigen, bedingt.

Die Schmelzlinie der Gletscher des tropischen Amerika liegt im allgemeinen in einer Meereshöhe von 4000—5000 m, am Himalaya reicht sie bis 3400 m hinab, in den Alpen ist sie, wenn man von einigen Ausnahmefällen absieht (so zog sich der Untergrindelwaldgletscher noch i. J. 1870 bis zu einer Meereshöhe von 1000 m hinab), in 1500—2000 m Höhe zu suchen, in Norwegen besitzt sie zwischen 60 und 61 Grad nördl. Breite 200—600 m Meereshöhe, in Novaja Zemlja, Lappland, Island und Grönland und in dem südlichsten Teile von Südamerika schieben sich die Gletscher in die See hinein, so bereits an der Küste von Patagonien unter $46^1/_2$ Grad südl. Br.

§ 5. Verbreitung der Gletscher. Gletscherbildungen sind gebunden an Nährgebiete innerhalb der Schneeregion, wo zugleich die Bedingungen für eine Bewegung auf geneigtem Untergrunde durch Bodenerhebungen gegeben sind. Diesen Erfordernissen entsprechen die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zonen, die Gebirge und Hochplateaus der kälteren Landstriche, sowie die Kontinente der Polargegenden. Sie sind es, welche die Verbreitungsgebiete der Gletscher umfassen. In Asien tragen der Kaukasus, Mustagh, Küenlün, Thianschan, Jünling, Karokorum und Himalaya, in Südamerika nur die höchsten Spitzen, sowie das südliche Ende der Andes, und die Küsteninseln jenseits des 46. Breitegrades, in Nordamerika die Sierra Nevada und das Kaskadengebirge, in Neuseeland die Alpen der Südinsel wahre Gletscher. Im südlichen Europa sind es die Alpen und Pyrenäen, im Norden dieses Kontinentes namentlich die zwischen 60 und 70 Grad nördl. Breite gelegenen Gegenden Norwegens, welche von den weit ausgedehnten Firnfeldern ihrer Gebirgsplateaus zahlreiche Gletscherströme in ihre Thäler und Schluchten senden (so der Justedalbrae 24 Gletscher I. Ord.). Die Gletscher der Alpen, deren Zahl gegen 2000 beträgt, nehmen allein einen Flächenraum von 3—4000 qkm ein, einige derselben erreichen bei einer Mächtigkeit von 270 m eine Länge von 6, der Groß-Aletsch-Gletscher sogar eine solche von 16 km. In der Schweiz erzeugen namentlich die Gebirgsstöcke des Montblanc, des Monte Rosa und der Bernina, ferner die Berner Alpen mit der Jungfrau und dem Finsteraarhorn die größten alpinen Gletscher, zu denen das Mer de Glace, der Gorner Gletscher, der Aletschgletscher, Grindelwaldgletscher, Rhônegletscher u. a. zählen. Das von Gletschern eingenommene Areal beträgt im Kanton Bern 288,5, Graubünden

359,2, Wallis 971,7, Uri 114,8, Glarus 36,1, St. Gallen 7,4, Waadt 11,2, Tessin 34, Unterwalden 13,5, Schwyz 1,3 und Appenzell 11,1 qkm. In den österreichischen Alpen gehören die ausgedehntesten Gletschergebiete der Ötzthaler- und Stubay-Gruppe, ferner der Gruppe des Venediger und Groß-Glockner an. Die Gletscher der Pyrenäen sind im Verhältnis zu denen der Alpen nur von untergeordneter Bedeutung. Sie sind auf die Nordabhänge der höchsten Teile des Gebirges namentlich zwischen den Thälern der Garonne und dem Val d'Ossone beschränkt. Auch die skandinavischen Gletscher erreichen nicht die gewaltige Ausdehnung wie die der Alpen. Der mächtigste derselben, der Lodal-Gletscher, ist 8 km lang und 650—850 m breit. Auch Island, Spitzbergen und die arktischen Inseln Nordamerikas besitzen große Gletscher, während das ganze Innere von Grönland von einer mächtigen Eisdecke (dem Inlandeise) überlagert ist, von welcher aus, abgesehen von zahlreichen, verhältnismäßig kleineren, hauptsächlich fünf mächtige Eisströme zur Westküste und ins Meer ziehen. Der großartigste derselben ist der Humboldt-Gletscher, welcher an der Stelle, wo er in die See tritt, eine Breite von 100 km und eine Mächtigkeit von mehr als 200 m besitzt. In ganz ähnlicher Weise dringen aus der schluchten- und fjordreichen Südspitze Südamerikas Gletschermassen hervor.

Früher und zwar in der Eisperiode, welche der Jetztzeit vorausging, besaßen die Gletscher eine viel größere Bedeutung. Aus den Hauptthälern der Alpen traten mächtige Eisströme in die Ebene; die einen füllten das weite Thal zwischen Jura und dem erstgenannten Gebirge vollständig, also bis zu 1350 m Höhe aus, andere drangen über den Bodensee bis weit nach Bayern und Schwaben vor. Von den Südabhängen der Alpen stiegen Eismassen bis in die Po-Niederung hinab. Großbritannien und Skandinavien nebst angrenzenden Teilen des nordeuropäischen Flachlandes ähnelten in der Eiszeit in Bezug auf ihre Gletscherbedeckung dem heutigen Grönland (siehe: historische Geologie, Diluvialperiode).

§ 6. Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen. Der Vorschub, welchen das Eis der Aufgabe des Wassers leistet, indem es Hand in Hand mit ihm die Gebirge abzutragen beflissen ist, offenbart sich am augenfälligsten in dem Transporte der Gesteinsmassen auf dem Rücken der Gletscher. Von den Felspartieen, zwischen welchen sich diese hindurchdrängen, stürzen zum Teil infolge der Gesteinszerspaltung durch den Frost, zum Teil infolge der zerstörenden Gewalt der Lawinen größere oder kleinere Trümmer auf die Gletscheroberfläche, wo sie sich zu vereinzelten Haufwerken ansammeln würden, wenn der Gletscher stillstände, — dadurch aber, dass er unter dem Ursprungsorte der Gesteinsbruchstücke langsam vorbei fließt, ordnen sich diese in lange, der Bewegung und den Rändern des Gletschers parallele Reihen oder Wälle, es entstehen die Seitenmoränen (Fig. 74 und 75). Mit solchen Gesteinsmassen beladen, setzt der

Gletscher seine thalabwärts gerichtete Wanderung fort. Vereinigen sich auf ihrem Wege zwei Eisströme zu einem Hauptgletscher, so treten zugleich



Fig. 74. Ideale Gletscherlandschaft. Nach *F. Simony*.

Seitenmoränen. Mittelmoränen. Gletscherthor. Seitenmoräne.
Gletschertisch.

diejenigen ihrer Seitenmoränen, welche auf den mit einander beim Kontakte verschmelzenden Rändern der beiden Gletscher lagern, zusammen und bilden dann auf dem Mittelrücken des neu entstandenen Hauptgletschers eine Mittelmoräne. Je mehr Zuflüsse ein Gletscherstrom aufzuweisen hat, desto zahlreicher sind deshalb seine Mittelmoränen. Gleich den Seitenmoränen bilden sie langgestreckte Wälle, welche nach aufwärts an Höhe und Breite stets zunehmen. An seiner Grenzlinie angelangt, schmilzt das Eis des Gletschers, seine Belastung stürzt

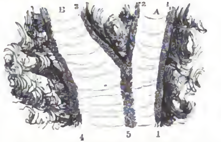


Fig. 75. 1 und 2 Seitenmoränen des Gletschers *A*. 3 und 4 Seitenmoränen des Gletschers *B*. 5 Mittelmoräne, entstanden durch Vereinigung der Gletscher *A* und *B* und der Seitenmoränen 2 und 3.

auf die Thalsohle und häuft sich hier im Laufe der Zeit zu einem oft mehrere Hundert Fuß hohen Wall, der End- oder Stirnmoräne auf. Bei gleichmäßigem Rückzuge des Gletschers besteht die Endmoräne aus einem

Schuttfelde, das aus lauter kleinen, regellos zerstreuten Haufen von Moränenmaterial zusammengesetzt wird.

Die Seiten- und Mittelmoränen ragen oft 10, 20, ja bis 50 m über die angrenzende Gletscherfläche hervor, bestehen aber nicht in dieser ihrer ganzen Mächtigkeit aus Gesteinsschutt. Dieser bildet vielmehr nur eine verhältnismäßig dünne Decke (Fig. 76), welche das unterliegende Eis gegen die



Fig. 76. Profil einer Mittelmoräne.



Fig. 77. Gletschertisch.

Sonnenwärme schützt, während die freiliegenden Teile des Gletschers durch Abschmelzen fortwährend erniedrigt werden. Eine ganz ähnliche schützende Wirkung äußern isolierte Felsblöcke auf das darunter befindliche Eis, sodass solche Blöcke nicht selten auf einer Eissäule ruhend erscheinen und einen Gletschertisch (Fig. 77) bilden.

Die Gesteinsbruchstücke, welche die Seiten- und Mittelmoränen zusammensetzen, also auf der Gletscheroberfläche fortbewegt wurden, haben sich ziemlich scharfe Kanten und Ecken erhalten, da sie auf ihrem Wege mit festen Gesteinsmassen nicht in Kontakt kamen. Um so größere Gestaltsveränderungen erleiden diejenigen Trümmer, welche zwischen dem Gletscher und seinen Uferwänden, namentlich aber unter demselben, auf dem Gletscherboden fortgeschoben werden. Sie werden unter dem Drucke der ungeheuren Eismasse, welche auf ihnen lastend sich fortbewegt, teils zu feinstem Mehl und scharfem Sand zerrieben, teils abgerundet, angeschliffen, geglättet und an ihrer Oberfläche mit Schrammen und feinen Streifen versehen (geschliffene, geschrammte, gekritzte Geschiebe, Scheuersteine, Fig. 78). Diese Produkte der Zermalmung und Reibung bilden eine lehmig-grusige Schlammschicht unter dem Eisstrom, in welcher die kleineren und



Fig. 78. Geschliffenes und geschrammtes Geschiebe.

größeren Geschiebe eingebettet sind. Es ist die Grundmoräne. Ihr Material wird an der unteren Grenze des Gletschers von diesem ausgestoßen oder teilweise durch ihm entströmende Gletscherbäche als deren Trübe fortgeführt. In ersterem Falle häuft es sich in Gemeinschaft mit dem Mittel- und Seitenmoränenmateriale zu den Endmoränen an. Diese bestehen somit aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken und abgerundeten, gestreiften

Geschieben und Blöcken, sowie aus erdigem oder grusigem Schutt, und sind Ansammlungen aller der Gesteinsarten, welche innerhalb des Bereiches der Gletscher anstehen. Die Quantität des durch Gletscherbäche weggeschwemmten Materials ist so bedeutend, dass z. B. dem Aar-Gletscher, welcher im Monat August etwa 2 Millionen kbm Wasser pro Tag zu liefern pflegt, in derselben Zeit 284 374 kg, dem Justedal-Gletscher in Norwegen an einem Julitage über 1 Million kg Schlamm entführt werden*).

Die schleifende Wirkung der Gletscher macht sich nicht nur an dem Materiale der Grundmoräne, sondern namentlich auch auf dem Untergrunde des Gletschers bemerkbar. Große Flächen des Felsenbettes, in

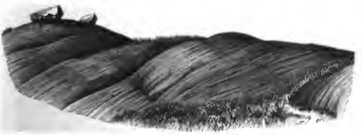


Fig. 79. Rundhöcker mit parallelen Ritzlinien und Schrammen.

welchem der Gletscher dahingleitet, werden glatt gescheuert und vollständig poliert (Schliffflächen, Gletscherschliffe). Rauhe zackige Erhöhungen des Gletscherbodens werden, wenigstens auf der dem Gletscherstrome entgegenstehenden Seite, abgerundet, geglättet und so zu Rundhöckern umgestaltet (Fig. 80). Die für die Fjorde Skandinaviens und Grönlands so charakteristischen Schären, von denen man ein Bild erhält, wenn man sich ein mit dem spitzen Ende nach dem Inlande gewendetes und an seinem stumpfen Ende aufgestoßenes Ei etwas mehr als zur Hälfte ins Wasser gesenkt denkt, — also diese Schären sind dergleichen von dem alten Gletscherboden emporragende Rundhöcker. In die Oberfläche der ebenen Schliffflächen und der Rundhöcker hat der Gletscher die Richtung seiner Bewegung vermittelst besonders harter, an seinem Boden eingefrorener Gesteinsfragmente in Gestalt zahlloser feiner, geradliniger, mehr oder minder paralleler Ritzen und Schrammen (Fig. 79) oder selbst fußtiefer Rinnen eingegraben.

An manchen im Vordringen begriffenen Gletschern ist beobachtet worden, dass ihr Fuß den vorliegenden lockeren Untergrund, also den Wiesen- und Waldboden, Kiese und Sande wie eine Pflugschar aufwühlt und mit

*) A. Helland. Geolog. Föreningens i. Stockh. Förhandl. 1874. Bd. II. Nr. 7.

unwiderstehlicher Gewalt vor sich herschiebt (Fig. 81) oder Anhäufungen von Moränenschutt ausbreitet und einebnet, ja die Enden fester Gesteinsschichten umknickt und abbricht.*) Auf ähnliche Wirkungen des Glazial-



Fig. 80. Rundhöcker im Thale des Roche-Montonnée-Baches in Colorado. Nach *Hayden*.

schubes, also Schichtenstörungen im Untergrunde der Grundmoräne, werden wir spezieller bei Besprechung der Glazialphänomene der Eiszeit zurückkommen.



Fig. 81. Zusammenstauchung der Rasendecke (*R*) und Einpressung des Moränenschuttes *B* unter diese durch den vorrückenden Buerbrä (*Gl.*) in Norwegen. Nach *H. Crd.*

Die geologischen Erscheinungen, welche aus der Bewegung der Gletscher hervorgehen, sind nach alledem so charakteristisch, dass die Ausdehnung und Mächtigkeit ehemaliger, seit langer Zeit verschwundener Gletscher, der Weg, den sie genommen, aus den unverkennbaren Spuren, die sie zurückgelassen, genau festgestellt werden können. Man setze den Fall, dass sich die mittlere Temperatur einer gletscherreichen Gegend erhöhe und zu gleicher Zeit die Menge der den Firn liefernden Niederschläge sich verringere, so würden diese Veränderungen zur Folge haben, dass

*) H. Credner. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 75.

einerseits die Schmelzlinie höher hinaufrückt, andererseits der Zufluss von Gletschermaterial wegen eintretenden Mangels an Firneis aufhört, — die Summe dieser beiden Resultate wird das vollständige Verschwinden des Gletschers sein. Das jetzt bloßgelegte Thal wird sich als altes Gletscherbett kenntlich machen durch Schliffflächen und Rundhöcker an den Thalwänden in der ganzen Höhe der einstigen Gletschermächtigkeit, durch Grundmoränen, zerstreute erratische Blöcke, von den Schmelzwassern umgearbeiteten und geschichteten Glazialschutt sowie Schliffflächen auf der Thalsohle in der ganzen Ausdehnung, durch End- und Seitenmoränen an den Grenzen und Rändern des einstigen Gletschers, und endlich wird die Gesteinsbeschaffenheit des Moränenmateriales Auskunft über die Herkunft und den Weg des verschwundenen Gletscherstromes geben. Auf der Beobachtung dieser Merkmale beruht unsere genaue Kenntnis der im vorigen Paragraphen erwähnten ausgedehnten Gletscher der Vorzeit.

§ 7. **Erosion durch Gletscher.** Über die Erosionsfähigkeit der Gletscher sind die Ansichten geteilt. Nach de Mortillet, Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland, Penck, Böhm*) u. A. sind zahlreiche Seen innerhalb älterer Gletschergebiete das Werk der erodierenden Thätigkeit der Gletscher, welchen letzteren namentlich Tyndall sogar die Auspflügung der Alpenthäler zuschrieb. Auch für die Fjorde Norwegens, Schottlands, Grönlands, Islands, welche z. T. in größere Tiefe hinabreichen, als das davorliegende Meer, wird ein glazialer Ursprung in Anspruch genommen. Die Erosionsfähigkeit der Gletscher beruhe auf der gleitenden und fließenden Bewegung derselben, auf dem Druck, den dabei die oft gewaltige Eissäule auf ihren Untergrund ausübt, und endlich auf der schleifenden und ausfeilenden Einwirkung der unter der ganzen Last des Gletschers über den Untergrund fortgeschobenen Grundmoräne, deren Blöcke, Gesteinsfragmente und Mineralkörner als Schleifmittel dienen.

Andere Geologen, so Murchison, Kjerulf, v. Mojsisovics, Rütimeyer, Baltzer und Heim bestreiten die Erosionsfähigkeit der Gletscher, schreiben vielmehr denselben einen konservierenden Einfluss auf ihren Untergrund zu.

Sieht man von der Erörterung der von beiden Seiten beigebrachten theoretischen Gründe ab, so sind vorzüglich folgende Beobachtungen zu Gunsten der Gletschererosion geltend gemacht worden: 1. Gletscherschliffe und Rundhöcker, welche durch Abnutzung und Abschleifung des Felsuntergrundes erzeugt werden; 2. die Zertrümmerung des Untergrundes, die Aufnahme der losgelösten Gesteinsfragmente in die Grundmoräne, welche dann lokal von ihnen strotzt und eine vom Untergrunde abhängige Zusam-

*) Vergl. A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 368—432. — A. Böhm. Die alten Gletscher der Enns u. Steyr. Wien. 1885. S. 115—182. Beide mit vollständigen Litteraturangaben.

mensetzung und Farbe erhält (Lokalfazies der Grundmoräne, Kroßsteinsgrus), und die kontinuierliche Ergänzung und Fortführung dieser Fragmente: 3. die Injektion von Grundmoräne in den zerklüfteten Untergrund und Lockerung desselben, wodurch dessen Zertrümmerung und Fortführung vorbereitet wird; 4. die Existenz von Grundmoränen in Gegenden, wo Oberflächenmoränen fehlen, das Material der ersteren also dem Untergrunde entnommen ist; 5. die Massenhaftigkeit des Grundmoränenmateriales, sowie des als Trübe der Gletscherbäche entführten feinsten Schleifpulvers, welche auf eine entsprechend große Abtragung in den von den Gletschern durchflossenen Regionen hinweist. Fälle, wo ein Gletscherende über lockeren Untergrund schreitet, ohne diesen aufzupflügen oder zu erodieren, können nicht als Beweise gegen die Erosionsfähigkeit der Gletscher dienen, da deren Hauptwirkung nicht an ihrem Ende liegt, wo sich im Gegenteile ihre Bewegung verlangsamt, das Eis nur eine geringere Dicke besitzt und durch weite Kanäle und Gewölbe vom Boden getrennt ist.

Ganz anders deutet Heim die obigen Schlüssen zu Grunde liegenden Beobachtungen. Nach ihm sind es nur besonders stark sich in den Weg stellende lockere Schuttmassen, welche von Gletschern fortgeschoben werden können, dafür, dass das anstehende Felsgestein vom Gletscher losgerissen werden könnte, fehle jeder Beweis, — die Grundmoräne könne sich, abgesehen von der Zuführung oberflächlichen Materiales (von den Obermoränen), nur durch Aufnahme bereits vorhandenen alten Schuttes und Gruses auf der zum Gletscherbett werdenden Gesteinsfläche bilden und ergänzen; — die Rundhöcker als Reste der ursprünglichen Unebenheiten des Gletscherbodens beweisen, dass der Gletscher nicht einmal im stande war, diese relativ sehr kleinen Erhöhungen wegzuscheuern, viel weniger ein Thal oder ein Seebecken einzuschleifen; — die Gletscherarbeit ist ein der Thalbildung ganz untergeordnetes Detailwerk, sie repräsentiert einen relativen Stillstand in derselben und ist auf eine Glattschleifung und Ebenung des Gletscherbettes, nicht auf dessen Vertiefung gerichtet.

§ 8. **Eisberge.** In polaren Gegenden ist die Sommerwärme eine so geringe und äußern die Sonnenstrahlen so wenig Einfluss auf die Eismasse der Gletscher, dass diese nicht nur bis zur Meeresküste hinabsteigen, wo ihre Enden abbrechen und in die See stürzen, sondern sich sogar noch weit in diese hinausschieben, falls sich das Ufer nicht allzusteil in die Tiefe senkt. Die Gletscherströme rücken anfänglich auf dem Meeresgrunde der Fjords in derselben Weise wie auf dem Festlande vor, dann beginnen sie infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes zu schwimmen und brechen von dem Gletscher oft mit tumultuarischer Gewalt los (der Gletscher »kalbt«). Die losgetrennten Gletscherbruchstücke sind die Eisberge (Fig. 82). Dieselben ragen zuweilen 70 bis 100, ja bis 130 m hoch über den Wasserspiegel empor; des geringen spezifischen Gewichtes des Eises wegen beträgt jedoch diese Zahl

nur 1/8 der Gesamthöhe der Eisberge. Polare Strömungen treiben dieselben weit in den offenen Ozean hinaus, so dass sie noch auf dem 36. und 37. Grade nördlicher Breite angetroffen werden. Die schwimmenden Eisberge des atlantischen Meeres stranden sehr gewöhnlich auf der Neufund-

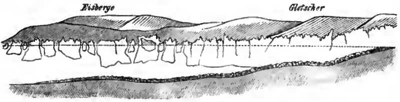


Fig. 82. Ein grönländischer Gletscher, der sich in einem Fjorde ins Meer vorschiebt, dann schwimmt und endlich kalbt. Nach *Helland*.

land Bank, wo sie unter dem Einflusse des Golfstromes und der Luftwärme schmelzen. Auf der südlichen Halbkugel treiben sie bis durchschnittlich zum 40. Grade und erreichen noch beträchtlichere Größe als im nordatlantischen Ozeane. Zuweilen, jedoch nicht häufig, sind Eisberge beobachtet worden, welche einzelne Gesteinsblöcke oder selbst massenhafte Anhäufungen von Gesteinsschutt trugen, die naturgemäß beim Schmelzen der Eisberge auf den Meeresgrund sinken.

Die geologischen Wirkungen der Winde*).

Die großen Temperaturgegensätze auf dem Grunde des Luftmeeres stören das Gleichgewicht der Luftschichten und geben Veranlassung zur Entstehung der Winde. Diese spielen, ganz abgesehen von ihrer Beeinflussung der meteorologischen und klimatischen Verhältnisse der Erde, eine außerordentlich wichtige Rolle als geologisches Agens und zwar namentlich als Transportmittel sand- und staubartiger Gesteinsfragmente.

§ 1. **Transport von vulkanischen Aschen.** Als Transportmittel bewähren sich die Winde am augenfälligsten für die losen Auswürflinge der Vulkane. Wir sehen, dass vulkanische Aschen und Sande von den Winden als dunkle verheerende Wolken viele Meilen weit getragen werden und dann als dichte Aschenregen niederfallen, so dass Tuffablagerungen an Orten entstehen, wo gar keine vulkanischen Ausbruchsstätten existierten. Hierbei findet durch die Luftströmungen ein förmlicher Aufbereitungsprozess, also eine Trennung des gröberen von dem feineren Materiale statt, indem die

*) F. C. Cerny. Wirkung d. Winde auf d. Gestaltung d. Erde. Peterm. geogr. Mitt. Ergheft Nr. 48. 1876. — J. Walther. Denudation in der Wüste u. s. w. Abh. d. k. s. Ges. d. Wiss. B. XVI. 3. Leipzig 1891.

größeren Blöcke in die direkte Nähe der Vulkanberge niederfallen. Lapilli und Sande hingegen um so weiter getrieben werden, je feiner sie sind. So wurde während des Ausbruches des Vesuvs 79 n. Chr. die Asche nach Syrien und Ägypten und später mehrfach, so im Jahre 512, nach Konstantinopel und Tripolis, 1755 nach Calabrien, 1850 bis in die Zentralalpen getragen. Die Aschen des Hekla fielen 1845 auf den Orkney-Inseln, diejenigen des Askia auf Island wurden 1875 von den Winden bis nach Norwegen, ja bis nach Stockholm, also über 250 Meilen weit getrieben. Einer Eruption des Morne Garu auf St. Vincent entstammende Aschenregen fielen 1812, den Tag vollkommen verdunkelnd, auf dem 20 Meilen entfernten Barbados. Bimssteinstücke, Lapilli und Aschen, welche der Coseguina am 20. Januar 1835 ausgeworfen hatte, bedeckten nach Westen zu auf 20 Längengrade die Meeresoberfläche, wurden aber auch von den Winden nach Honduras, Cartagena und Jamaica, also 1500 km weit fortgetragen. Ähnliches gilt von den Aschen des Tambora (östlich von Java), welche 1815 noch in 1400 km nördlicher Entfernung auf Borneo fielen. Die 1883 vom Krakatau ausgeworfenen Aschen verbreiteten sich über eine Fläche von über 800 000 qkm, — ja Lokyer u. A. suchten die farbenprächtigen Dämmerungserscheinungen, welche sich im Herbste jenes Jahres auf fast dem ganzen Erdenrund zeigten, auf in den höchsten Teilen der Atmosphäre treibende feinste Krakatau-Asche zurückzuführen.

§ 2. **Flugsand. Dünen.** An fast allen flachen Küsten wird das Meer von Sandablagerungen umsäumt, die während der Ebbe bloß gelegt werden. Sobald diese Sande zu trocknen anfangen, werden die Körner ein Spiel der kräftig über die Meeresfläche wehenden Winde und in der Richtung derselben vorwärts getrieben, beginnen zu hüpfen, machen immer größere Sprünge und beschleunigen ihre Geschwindigkeit. Je feiner die Körner, desto weiter fliegen sie landeinwärts und finden erst dann Ruhe, wenn sie auf feuchtem Boden oder an einem Hemmnis der Luftbewegung angelangt sind oder wenn die Macht des Windes sich so abschwächt, dass das eigene Gewicht der Körner genügt, um dem Luftdrucke zu widerstehen. Da nun die horizontal wehenden Seewinde die flache Küste unter stumpfem Winkel treffen und von dieser unter dem gleichen Winkel reflektiert werden, so entsteht zwischen diesen reflektierten Windstößen und der schwach ansteigenden Küstenfläche, also in einiger Entfernung vom Strande ein windstiller Raum, in welchen die in Bewegung gesetzten Sandkörner hineinfallen und sich zu anfänglich flachen, allmählich an Höhe zunehmenden Sandrücken anhäufen; es sind die Dünen. Ihre dem Meere zugewandte Böschung ist, weil direkt von den Winden hervorgebracht, die flachere, — die entgegengesetzte entspricht dem Aufschüttungswinkel der in den Windschatten fallenden Sandkörner und ist deshalb steiler. Der Wechsel in der Stärke der Seewinde bewirkt, dass der Flugsand bis zu verschiedener Entfernung

vom Strande getrieben wird, wodurch mehrere Dünenreihen hinter einander zur Ausbildung gelangen können. Hat die flache Küste eine größere Erstreckung, so wird ein ununterbrochener Dünenwall entstehen, welcher ersterer parallel, zur Windrichtung aber senkrecht verläuft. In Europa erzeugen namentlich die Küsten von Preußen, Pommern, Schleswig-Holstein, Jütland, Ostfriesland, Holland, Südfrankreich und Norfolk Dünen, welche z. B. auf der kurischen Nehrung 30—70, in Norfolk 20, in Südfrankreich 75—90 m Höhe erreichen.

Da die Winde fortwährend den Sand von der Seeseite der Dünen abtragen, über den Dünenkamm hinwegblasen und landeinwärts forttreiben, so rücken letztere überall dort, wo man sie nicht künstlich (z. B. durch Bepflanzung) befestigt, fortwährend weiter in das Land, — sie wandern. Dabei überschütten sie Gebäude und ganze Ortschaften, welche beim Weiterwandern der Dünen auf deren anderer Seite wieder zum Vorschein kommen. So sind z. B. die Dünen von Suffolk im Verlauf von 100 Jahren bereits 4 engl. Meilen landeinwärts vorgedrungen, — diejenigen der kurischen Nehrung bewegen sich nach dem Haff und zwar etwa 6 m im Jahre und sind lokal schon in das Haff vorgerückt, dessen nördlichen Teil sie auszufüllen drohen*). Ebenso werden sie die zwischenliegenden Dörfer begraben, ein Schicksal, dem bereits früher einzelne Ortschaften verfallen sind, so das Dorf Kunzen, welches jetzt bereits wieder hinter den Dünen aus diesen hervortaucht (Fig. 83). Ähnliches gilt von den Küsten Pommerns, Sylts, Südfrankreichs und Norfolks.

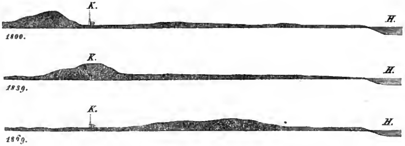


Fig. 83. Wandern der Düne auf der kurischen Nehrung. (Nach *Berendt*.)
K. = Kirche von Kunzen; *H.* = Kurisches Haff.

Ausgedehnte Gebiete der Wüsten (Sahara, Nefud, Thurr, Gobi) sind mit lichten Quarzsanden überschüttet, welche in hohen, bald linearen, bald bogenförmigen Dünenzügen den Felsboden oft vollständig verdecken. In gewissen Wüstenteilen wandern diese Dünen bei jedem Sandsturme vorwärts, während anderorts ihre Lage und Form unverändert geblieben ist.

*) G. Berendt. Geologie des kurischen Haffes u. s. Umgebung. Königsberg 1869.

Wirbelwinde vermögen den lockeren Sand hoch emporzuheben und auf weite Strecken davonzutragen*). Solche Sandstürme können die Wüsten überschreiten und sich über früher cultivierte Gegenden ausbreiten, welche sie mit Flugsand überschütten und veröden (Mesopotamien, Seistan, Landstriche des Nilthales und Timbuktus). Sandmassen aus der Wüste Turans verflachen den südöstlichen Teil des kaspischen Meeres, solche aus der Sahara die Westküste Nordafrikas; der Amurdarja, welcher sich früher in das kaspische Meer ergoss, ist durch Sandwehen nach dem Aralsee abgelenkt worden.

§ 3. **F. v. Richthofen's Theorie der äolischen Bildung des Löfses****). Der Löß bedeckt in China, der Mongolei, in Tibet, Khotan, Yerkand, Persien, Nord- und Südamerika Areale, welche Tausende von Quadratmeilen umfassen, und zwar in einer Mächtigkeit, die in China ihr Maximum von über 500 m erreicht. Die Bildung dieser weitausgedehnten mächtigen Lößablagerungen erklärt v. Richthofen etwa wie folgt: Sämtliche zu Tage tretende Gesteine unterliegen der Zersetzung. Ihre Verwitterungsprodukte verfallen der Saigerung und Trennung durch den Wind, wobei die groben Fragmente liegen bleiben, die Sandkörner als Flugsand weggetrieben werden können, um sich unter geeigneten Verhältnissen wiederum zu sammeln und zu Sandwüsten anzuhäufen, während endlich das feinste Verwitterungsmehl, namentlich in Gegenden mit abwechselnden trockenen und nassen Jahreszeiten, in Form von Staubwinden in große Entfernung getragen wird. Fällt dieser Staub auf Flächen, welche von Vegetation bedeckt sind, so wird er von letzterer festgehalten und häuft sich hier, falls der Boden eben oder nur sehr schwach geneigt ist, allmählich an, so dass dieser nach und nach in die Höhe wächst. Am erfolgreichsten vollzieht sich dieser Vorgang in den regenarmen Zentralregionen der Kontinente, also im Great Basin Nordamerikas, in Persien, in Centralasien vom Pamir bis zum Khingan und vom Himalaya bis zum Altai. In der Vegetation dieser Steppen fängt sich der von den umgebenden und durchsetzenden Gebirgskämmen herabgewehte Staub und erhöht langsam, aber fortwährend den Steppenboden, — im Laufe der Zeiten um Hunderte von Fußen. Der kaum merklich emporwachsende mehlige Boden enthält die röhrenförmigen Abdrücke der Wurzeln aller durch ihn erstickten Generationen der Steppengräser, deren Wurzelhorizont mit der sich hebenden Oberfläche immer mehr in die Höhe rückte, er umschließt die Gehäuse zahlloser Landschnecken und die Knochen der die Steppe bewohnenden Säugetiere und Vögel. Die Salze, welche bei der Verwitterung der Gebirgsgesteine resultieren (namentlich Karbonate von Kalk, Kali und

*) K. A. Zittel. Beitr. z. Geol. u. Paläont. d. Lybischen Wüste. I. Cap. 1883. J. Walther l. c.

**) F. v. Richthofen. China. Bd. I. Berlin 1877. S. 56—125. — Ferner Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1878. S. 289. — Geolog. Magaz. 1882. S. 293.

Natron), werden teils gemeinsam mit dem Staube von den Winden fortgetragen und wieder abgesetzt, teils von den periodisch fallenden Wassern die Bergabhänge hinab, und den Steppenseen zugeführt und bewirken den Salzgehalt der letzteren, sowie des Steppenbodens, den die Salze mit ihren Ausblühungen bedecken.

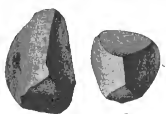
So werden denn unter dem Einflusse der Trockenheit, des Klimas die tiefsten Thäler und die weitesten Bodeneinsenkungen abflussloser Gebiete im Laufe der Zeit allmählich von Ablagerungen des vom Winde herbeigeführten Staubes ausgefüllt. Nur an ihren Rändern, an den Abhängen der Gebirge schalten sich zwischen dieselben Einlagerungen von durch Gebirgswasser herabgeschwemmtem Schutt ein. Unter dieser Decke von äolischen Gebilden können alle Unebenheiten des Untergrundes verschwinden, selbst Hügel vollständig begraben werden, es entsteht eine flach beckenförmige Salzsteppe, die von Gebirgen umrahmt ist. Ändert sich später das bis dahin herrschende Kontinentalklima, welches die äolischen Ablagerungen bedingte, in ein feuchteres ozeanisches Klima um, so erfolgte unter dem Einflusse der reichlicher fallenden Niederschläge die Umgestaltung der Salzsteppe in ein Lößbecken. Die Regenwasser sammelten sich zu Bächen und Strömen und schnitten tiefe und weitverzweigte Furchen- und Thalsysteme in den Steppenboden ein. Gleichzeitig fand eine Auslaugung der den letzteren imprägnierenden Salze statt, und mit alledem ging eine vollständige Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt Hand in Hand.

In ähnlicher Weise, also durch säkulare Ansammlung von der Luft herbeigetragener Staubteile, wird die Entstehung der ausgedehnten Lößablagerungen im Gebiete vieler Thäler, Niederungen und Hügel- oder Hochländer Nord- und Zentral-Europas erklärt, jedoch von anderen Geologen auf den Absatz der Flusstrübe von gestauten, ihre Ufer überflutenden Strömen oder von Schmelzwassern der Glazialzeit zurückgeführt (siehe Diluvium. Löß).

§ 4. **Deflation, Sandgebläse, Sandschliffe.** An allen Stellen, wo der Boden nicht durch eine Vegetationsdecke geschützt ist, üben die Winde eine denudierende Wirkung auf denselben aus, indem sie dessen durch Verwitterung oder Sonnenbestrahlung gelockerte und zerkleinerte Bestandteile hinwegführen. Diese abtragende, aushöhlende, vertiefende Thätigkeit des Windes wird als Deflation bezeichnet. (Walther l. c.) Durch dieselbe werden in den Wüsten tiefe Senken ausgegraben, ebene Plateaus in isolierte Tafelberge (=Zeugen) zerschnitten, phantastische Pfeiler herausmodelliert und schließlich vielgestaltige Felslandschaften zu Wüstenebenen abradiert.

Die Gesteins- und Mineralfragmente, welche der deflatierende Wind forttreibt, schleudert er als Wurfgeschosse gegen jedes sich ihm entgegenstellende Hemmnis und äußert auf dasselbe eine feilende und schleifende

Wirkung (Sandschliffe). Durch sie werden Felswände mit vollkommen glatten Schliffflächen versehen, falls sie aus homogenen Gesteinen bestehen, besitzen dahingegen die Gesteinsgemengteile verschiedene Härte, so werden narbige oder grubige Skulpturen erzeugt, weiche Gebilde verfallen der vollständigen Wegfeilung, während ihre härteren Bestandmassen (z. B. Feuersteine der Kreide) liegen bleiben und sich anreichern.



a b

Fig. 84. Kanten- (Facetten-)gerölle aus dem norddeutschen Diluvialsande. a ein Dreikanter; b ein Fünfkanter.

An vom Sandgebläse bestrichenen Geschieben und Geröllen werden ebene Flächen angeschliffen, bis sich diese in z. T. scharfen Kanten schneiden (Kantengerölle, Facettengerölle; siehe Fig. 84.) Letztgenannte Produkte des Sandschliffes sind außer in Wüsten in den Diluvial- und Dünensandgebieten z. B. Norddeutschlands, Schwedens, der Ostseeprovinzen und des Rheinthales verbreitet.

Das organische Leben als geologisches Agens.

Eine vierte der Einzelwirkungen, als deren Gesamtresultat die augenblickliche Beschaffenheit der Erdoberfläche aufgefasst werden muss, ist das organische Leben. Ähnlich wie das Wasser und meist in engem Zusammenhange mit diesem, macht es sich in beständiger, aber stiller Arbeit fast auf dem ganzen Erdenrund geltend.

§ 1. **Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Thätigkeit vermittelten Vorgänge.** Die Pflanze treibt ihre Wurzelenden in die feinen Gesteinsspalten, erweitert diese durch ihr Wachstum mit der Gewalt eines Keiles und ist im stande, große Felsblöcke aus ihrer Stelle zu rücken und diese ähnlich wie das gefrierende Wasser von dem Rande eines Abgrundes oder eines steilen Bergabhanges in die Tiefe zu stürzen, wo die mechanische Thätigkeit des Wasser ihren Zerkleinerungs- und Fortschaffungsprozess beginnt. Die vermodernde Pflanze bereichert die atmosphärischen Gewässer und die Atmosphäre selbst mit Kohlensäure, die lebende Pflanze mit Sauerstoff und befähigt sie dadurch zu der großen Arbeit der Gesteinszersetzung und -lösung. Groß ist der Einfluss, welchen die Vegetation auf die Bildung von Kalktuff- und Travertinablagerungen ausübt. Solche Pflanzen, welche im Wasser wachsen, entziehen diesem die Kohlensäure, welche an doppeltkohlensauren Kalk nur schwach gebunden ist, um sie zu Sauerstoff, welcher entweicht, und Kohlenstoff, welcher zu ihrem Aufbau dient, zu zersetzen. Die Folge davon ist die Aus-

scheidung von kohlensaurem Kalke, welcher Inkrustate auf der Oberfläche der Pflanzen bildet. Auf diese Weise und zwar namentlich durch Vermittelung von Sumpfmoosen und Charen entstehen viele, infolge des unbegrenzten Spitzenwachstums dieser Pflanzen zum Teil sehr mächtige Kalktufflager. Unter den sehr zahlreichen Vorkommen dieser Art möge nur an diejenigen von Cannstatt in Württemberg und bei Burgtonna in Thüringen erinnert werden (siehe histor. Geologie, Diluvium). Ebenso sind es den Gattungen Hypnum und Fissidens angehörige Moose, welche, den an doppeltkohlensaurem Kalk reichen Gebirgswassern des Anio Kohlensäure entziehend und dadurch die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk bedingend, die Veranlassung zur Bildung und zum stetigen Wachstum der felsigen Travertinablagerungen der Umgebung von Tivoli am Westrande des Sabiner Gebirges geben*).

Ganz ähnlich bringt die Lebensthätigkeit der Diatomeen und Radiolarien durch Ausscheidung der in außerordentlich geringer Quantität im Wasser gelösten Kieselsäure mächtige Sedimentgebilde hervor. Die zierlichen Kieselpanzer der Diatomeen setzen trotz ihrer mikroskopischen Kleinheit (von Gallionella-Schalen gehen 41 000 Millionen auf einen Kubikzoll) dicke Lager von Kieselerde ganz ausschließlich zusammen**) und bilden bei Bilin in Böhmen eine bis 1,5 m mächtige Schicht von Polierschiefer, bei Oberohe im Lüneburgischen eine bis 12 m mächtige, über 1700 m lange und 750 m breite Ablagerung, in Oregon, Nevada und Californien sogar mehrere Hundert Meter mächtige Lager von Kieselguhr und nehmen, wenn man von vielen ähnlichen Vorkommen absieht, an der Zusammensetzung des Grund und Bodens, auf welchem z. B. Berlin gebaut ist, als Infusorienlager, Diatomeen- oder Bacillarienerde einen bedeutenden Anteil. Auch der Boden des südlichen Eismeeres wird auf große Erstreckung von Diatomeenschlamm bedeckt. Die Kieselskelette der Radiolarien bilden noch in 8000 m Meerestiefe ausgedehnte Ablagerungen. Radiolarienschichten tertiären Alters finden sich auf Barbados, Sicilien u. a. O.

In ganz anderer Art bethätigt sich die Existenz und Wirksamkeit der Bohrmuscheln auf die Gesteine. Sie durchlöchern die felsigen Meeresufer und bereiten dem überall zerstörenden Wasser und dem zerspaltenden Temperaturwechsel neue Angriffspunkte. Scherentragende Krebse zerkleinern die Gehäuse der Seeigel und Schnecken, sowie die Schalen der Muscheln, um sich von deren Weichteilen zu nähren, und erzeugen so das scharfeckige Material der Schalenbreccien (Lumachellen) und Muschelsande, welche weite Strecken des Meeresbodens bedecken (J. Walther).

---

*) F. Cohn. N. Jahrb. f. Min. 1864. S. 580.

**) Ehrenberg. Mikrogeologie. Leipzig 1854. Ferner dessen Mitteilungen in d. Ber. d. K. Akad. in Berlin.

Der Biber zieht seine Dämme quer durch die Thäler, staut die Bäche zu großen, oft seeähnlichen Teichen an, entwässert die Sümpfe durch kunstvoll angelegte Kanäle und giebt dadurch Anstoß zu Wandelungen in der Vegetation und zur Neubildung von Wasserläufen*). Die Regenwürmer verschlucken große Mengen von mit organischen Substanzen vermischter Erde, um erstere zu assimilieren. Indem sich dieser Prozess im Laufe der Jahre immer wiederholt, entsteht durch Anhäufung der unverdauten Rückstände, die sich durch gleichmäßige Struktur und Mengung auszeichnen, die Ackerkrume**).

Besondere Bedeutung aber besitzen drei durch Vermittlung der Organismen eingeleitete geologische Prozesse: 1. die Reduktion von Sauerstoffsalzen durch verwesende organische Substanz; 2. die Abscheidung des Kalkes aus dem Meere durch Tiere und Pflanzen; 3. die Absorption der Kohlensäure und die Assimilation und Aufspeicherung des Kohlenstoffes durch die Pflanzen.

a) Reduktion durch verwesende Organismen.

§ 2. Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz. Das einzige Reduktionsmittel mineralischer Stoffe ist die Verwesung organischer Stoffe und ihrer Zersetzungsprodukte, namentlich der Kohlenwasserstoffe. Sie werden von den Sickerwassern in die Erdtiefe geführt, so dass ihr reduzierender Einfluss nicht nur auf die Erdoberfläche beschränkt ist. Durch ihre weitere Zersetzung, also durch Bildung von Kohlensäure, wird namentlich den Eisenoxydverbindungen der zu diesem Prozesse nötige Bedarf von Sauerstoff entzogen, also Eisenoxyd zu Eisenoxydul reduziert. Die aus diesem Zersetzungsprozesse der vegetabilischen Masse entstehende Kohlensäure verbindet sich mit dem Eisenoxydul zu kohlensaurem Eisenoxydul, aus dem sich wiederum beim Zutritt der Luft Eisenoxydhydrat bildet und niederfällt. So beruht die Bildung des Raseneisensteines, welcher in Skandinavien, in der norddeutschen Niederung, in Holland und Polen in weithin ausgedehnten Lagen auftritt, darauf, dass z. B. in eisenschüssigem Kies und Grus durch verwesende Pflanzen das Eisenoxyd in Eisenoxydul reduziert wird, dessen sich kohlensäure- und quellsäurehaltige Wasser bemächtigen, um es nach Niederungen zu führen, wo die eisenhaltigen Wasser stagnieren und wo das Eisenoxydul, durch den Sauerstoff der Luft zu Eisenoxydhydrat oxydiert, sich ausscheidet.

In ganz ähnlicher Weise wie Eisenoxyde zu Eisenoxydul werden

*) H. Crd. Peterm. geogr. Mitteil. 1869. S. 139.

**) Ch. Darwin. The format. of veget. mould through the action of worms. Deutsch von Carus. Stuttgart 1882.

schwefelsaure Metallsalze durch Entziehung ihres Sauerstoffes zu Schwefelmetallen reduziert. So findet sich Bleiglanz, zuweilen auch Zinkblende als Anflug auf Steinkohlen und als Ausfüllung feiner Risse und Klüfte innerhalb derselben, sowie in bituminösen Baumstämmen, ja sinterartig und rindenförmig an altem Grubenholze. Ebenso, nur weit häufiger, kommt Schwefelkies vor, der manche Steinkohlen und Braunkohlen vollständig imprägniert, sich in Torfmooren und auf Grubenhölzern jetzt noch bildet und ein sehr gewöhnliches Versteinerungsmittel fossiler vegetabilischer Reste ist. Auch Kupferglanz ist bei Verwesung von Pflanzenresten ausgeschieden worden, wie das Vorkommen der Frankenberger Ähren (Zweigenden einer Conifere, nämlich von Cupressites Ulmanni) beweist.

Die Zersetzung von Metallsalzen durch faulende organische Substanzen kann jedoch noch weiter gehen und zur Bildung von gediegenen Metallen führen. Gewisse Coniferenhölzer der permischen Formation von Frankenberg in Hessen bestehen in ihrem jetzigen fossilen Zustande aus abwechselnden Lagen von Kupferglanz und einer kohligen Masse und umfassen stellenweise kleine zarte Schüppchen von gediegenem Silber, welches durch Reduktion von kieselsaurem und kohlensaurem Silberoxyd durch das verwesende Holz hervorgegangen ist. Überraschende Resultate eines ganz analogen Prozesses wurden von H. Crd. bei Ducktown in Tennessee beobachtet. Ein Teil der dortigen Kupfergruben war während des amerikanischen Bürgerkrieges ersoffen, und zwar enthielten die nicht gewältigten Wasser aus der Zersetzung von Kupfer- und Eisenkies hervorgegangenes Kupfer- und Eisenvitriol in Auflösung. Nach der Wiedereröffnung der Gruben zeigte es sich, dass im Laufe jener wenigen Jahre an gewissen Stellen der verwesenden, zur Zimmerung benutzten Hölzer zolllange Trauben von gediegenem Kupfer sich angesetzt hatten. Analoge Vorkommnisse von gediegenem Kupfer sind in Gruben Irlands, Südspaniens und des Erzgebirges beobachtet worden.

In ganz ähnlicher Weise wie pflanzliche können auch in Verwesung begriffene tierische Substanzen eine Reduktion von Metallsalzlösungen bewirken, wofür wir in dem so gewöhnlichen Vorkommen des Schwefelkieses als Versteinerungsmittel von Ammoniten, Gastropoden, Brachiopoden und Zweischalern, in dem des Bleiglanzes, Kupferkieses und der Zinkblende in den Hohlräumen vieler Molluskenreste zahlreiche Beispiele besitzen. Eine höchst instruktive Illustration dieses Vorganges liefert der Kupferschiefer des südlichen Harzrandes (S. 120, sowie histor. Geolog. sub Perm). Der Kupferschiefer ist augenscheinlich als ein äußerst feiner, unserem Silte ähnlicher Schlamm innerhalb der Buchten des permischen Ozeanes zur Ablagerung gelangt. Letztere waren von heterocerkalen Ganoidfischen (Palaeoniscus, Platysomus) bevölkert; diesen seichten Meeresbuchten wurden

Solutionen von Kupfer-, Eisen-, Silber-, Nickel- und Kobaltvitriolen zugeführt, welche genügten, die Gewässer, sowie die in ihnen lebenden Fische zu vergiften, deren konvulsiv zusammengekrümmte Leiber uns in ihren Umrissen erhalten sind und auf eine derartige Todesart hindeuten. Die Fischleichname sanken in den den Boden bedeckenden Schlamm und begannen zu verwesen. Durch diesen Prozess lieferten sie einerseits das Bitumen, mit welchem die Kupferschiefer stark imprägniert sind, andererseits leiteten sie die Reduktion der Metallsalze ein, welche sich als Schwefelmetalle in kleinen Partikelchen niederschlugen oder die Fischkörper selbst überzogen. Eine Erscheinung bedingte die andere: der Reichtum des Kupferschiefers an Fischresten, Bitumen und Erzteilchen, die drei charakteristischen Eigentümlichkeiten des Gesteines, sie stehen in engstem, ursprünglichem Zusammenhange.

Aber nicht nur die schwefelsauren Metalloxyde, auch schwefelsaure Alkalien und alkalische Erden werden durch faulende organische Substanzen reduziert, so dass Schwefelalkalien und Schwefelverbindungen von alkalischen Erden entstehen (z. B. Schwefelcalcium aus Gyps). Zugleich geht aus dieser Reduktion der Sulfate zu Sulfuriden Schwefelwasserstoff hervor*), ein Gas, welches den weitreichendsten Einfluss auf die Umwandlungsprozesse im Mineralreiche ausübt. Es wird von den in der Tiefe zirkulierenden Wassern absorbiert und gelangt zum Teil mit diesen an die Erdoberfläche, wo sie dann als Schwefelquellen bezeichnet werden und von denen die wichtigsten die von Aachen, Eilsen, Nenndorf, Baden (bei Wien), Weilbach und Burtscheid sind. Aus manchen dieser Schwefelquellen scheidet sich infolge der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes bei Berührung mit der Luft Schwefel in Form eines weißen oder gelblichgrauen Schlammes ab. Im Laufe der Zeit können diese Schwefelablagerungen bedeutende Dimensionen annehmen. Zu ihrer Entstehung sind überall dort die Bedingungen gegeben, wo mit Bitumen getränkte Gypslagerstätten auftreten. Ein anderer Teil des Schwefelwasserstoffes gelangt mit den unterirdischen Wassern in Spalten, in denen er Ansammlungen von Metallsalzen treffen kann und dann deren Ausscheidung als Schwefelmetalle bewirkt, also bei der Bildung von Erzgängen thätig ist (siehe S. 212).

b) **Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Thätigkeit.**

Dem Meere wird, wie S. 217 gezeigt, durch die Ströme fortwährend schwefelsaurer und doppeltkohlensaurer Kalk zugeführt. Man sollte deshalb erwarten, dass das Meer allmählich zu einer gesättigten Lösung dieser Kalksalze geworden sei, aus welcher sich endlich Gyps und Kalkstein ausscheide

*) Vergl. Liebe. Schwefelwasserstofferuptionen in den Geraer Schlottentümpeln. XXVI. Jahresber. d. Ges. v. Freunden d. Naturw. Gera, 1884.

und niederschlage. In der That aber enthält das Meereswasser nur einen minimalen Teil von dem Betrage, welchen es in Auflösung zu erhalten vermöchte, und kommt trotz der beständigen Zufuhr von neuer Solution dem Sättigungspunkte nicht näher. Die Erhaltung dieses steten Gleichgewichtes der im Meereswasser aufgelösten Kalksalze ist eine Aufgabe der Meeresbewohner, welche zur Stütze oder zum Schutze ihrer Weichteile ein kalkiges inneres Gerüst oder eine Kalkschale absondern. Zu diesem Zwecke entziehen sie dem Meere den sparsam verteilten kohlensauren Kalk, setzen zugleich das reichlicher vorhandene Kalksulfat in kohlensauren Kalk um, und lagern diesen in ihrem Körper ab, bis er entweder eine zusammenhängende Masse oder unzählige lose in der Haut eingelagerte Kalkstäbchen oder -scheibchen bildet. Durch derartige Lebensfunktionen zeichnen sich namentlich die Polypen (Korallentiere), die Echinodermen, die Mollusken und die Foraminiferen aus.

§ 3. Die Bauten der Riffkorallen*). Das Gedeihen der riffbildenden Korallentiere setzt eine mittlere Temperatur des Meereswassers von 20 bis 25 ° C. voraus. Ihre wahre Heimat ist deshalb namentlich die Zone zwischen dem nördlichen und südlichen 28. Parallelkreise, falls nicht örtliche Ursachen, wie abkühlende Polarströme und auf der anderen Seite die erwärmenden Äquatorialströme die Grenze etwas verrücken. Gleichzeitig aber ist ihre Lebenssphäre auf das seichte Meer und zwar bis zu einer Tiefe von 40 bis 60 m beschränkt. Innerhalb dieser ozeanischen Küstenstriche siedeln sie sich überall dort an, wo nicht die Mündungen großer Ströme das Meereswasser durch Trübung desselben für sie unbewohnbar machen. Am verbreitetsten sind die Korallenbauten in den tropischen Teilen des stillen Ozeanes, wo neben unzählbaren Korallenbänken und Küstenriffen gegen 300 wirkliche Koralleninseln bekannt sind. Ähnlich ist die Verbreitung derselben im indischen Ozeane, dessen Inseln und Kontinentalküsten einen außerordentlichen Reichtum an Korallenriffen aufzuweisen haben. Die Laccediven und Malediven sind die größten Koralleninseln der Welt. Im atlantischen Ozeane bestehen die Bermudas, die Bahama Bänke und Inseln, sowie ein großer Teil Floridas aus Korallenbauten.

Die Polypen wohnen nicht nur kolonieenweise zu Tausenden auf einem Stocke zusammen, sondern es pflegen sich an günstigen Örtlichkeiten zahllose Stöcke neben und auf einander anzusiedeln und dann die Korallenbänke und -riffe zu bilden. Die riffbauenden Korallen gehören zahlreichen Arten und sehr verschiedenen Geschlechtern an, namentlich aber sind die Genera Madrepora, Porites, Heliastraea, Isastraea, Meandrina, Millepora und Fungia stark vertreten. Porites-Arten können Stöcke von 8—9 m, Astraea und

*) J. D. Dana. Corals and Coral Islands. New York 1872. — Ch. Darwin. Structure and Distribution of Coral Reefs. London. 1874. Übersetz. v. V. Carus. II. Aufl. Stuttgart 1876. — R. Langenbeck. Koralleninseln. Leipzig. 1890.

Meandrina solche von 3—5 m Durchmesser aufbauen, von welchen jedoch immer nur die äußerste 5—10 mm dicke Schicht lebenden Individuen zum Sitze dient, während die inneren Partieen verlassen und abgestorben sind. Die Dimensionen der Korallenbauten sind im Verhältnis zur Größe der Baumeister derselben außerordentlich. Die Breite vieler Riffe beträgt einige Stunden, und ihre Höhe bis 600, ja gegen 1000 m; manche ringförmige Riffe umschließen ein Wasserbecken von 50, 70 und mehr km Durchmesser, gewisse Barriereriffe im Westen der Feejee-Gruppe und an der Nordküste Australiens sind bis 150 km breit und 1000, ja 1800 km lang.

Wenn die Korallenbauten den Meeresspiegel erreichen, so beginnen die Wogen, ähnlich wie Sturmwinde im Walde, ihre zerstörende Tätigkeit. Sie brechen Zweige und sonst ausgesetzte Partieen vom Rande des Korallenriffes los, schleudern sie auf dessen Strandfläche und zertrümmern und zerreiben durch ihr stetes Spiel diese größeren Fragmente zu Sand. Diesen breiten die Wellen gleichmäßig über das Riff aus, füllen ihn in dessen Lücken, oder türmen ihn mit Hilfe der Winde zu dünenähnlichen Haufen an, wo er durch kalkiges Cement verfestigt wird. Zugleich findet innerhalb der älteren, abgestorbenen Partieen der Riffe mit Hilfe der durch Fäulnis erzeugten Kohlensäure eine Auflösung des Kalkes der Korallenstöcke und sein Wiederabsatz in deren Poren und Zwischenräumen statt, namentlich aber sind es Kalkalgen, welche durch ihre Inkrustate die Verkittung der abgestorbenen Korallen bewirken. Durch alle diese Vorgänge verwandelt sich der Korallenbau in einen kompakten, oft krystallinischen Korallenkalk. Inzwischen hört das Wachstum der Korallen nicht auf; sie ersetzen den Verlust durch fortwährendes Wachstum am Rande der Strandfläche. In Folge steter Wiederholung des Zerstörungsprozesses und gleichzeitiger Erneuerung des korallinen Materiales durch Nachwuchs entstehen die über das Meer emporragenden Teile der Korallenriffe und Koralleninseln. Ein Teil der Zerstörungsprodukte wird von den Wogen über den Rand des Riffes in die Tiefe geführt und häuft sich hier rings um dessen Flanken zu einem steilen, das Korallenmassiv mantelförmig umgürtenden Schuttkegel an.

Die Korallenbauten sind 1. Saum- (Küsten-) Riffe, welche Küsten unmittelbar und ohne einen Zwischenraum zwischen sich und den letzteren zu lassen, umgürten. 2. Damm- (Barriere-, äußere Wall-) Riffe, welche von der nahen Küste durch einen Streifen Meeres getrennt sind oder sich ringförmig um aus ihrer Mitte hervorragende Inseln ziehen. 3. Lagunen-Riffe (Atolls), ovale oder kreisförmige, zum Teil vollkommen geschlossene Riffe, welche eine Fläche ruhigen, stillen Wassers umgeben. Über die Theorien von der Entstehung der Korallenriffe und -inseln vergl. S. 168.

§ 4. **Muschel- und Foraminiferen-Bänke.** In ganz ähnlicher Weise wie Korallentiere sorgen die Mollusken für die Ausscheidung des kohlensauren Kalkes aus dem Meere, den sie zur Herstellung ihrer Schalen, Ge-

häuse und Schulpe bedürfen. Der Effekt ihrer darauf gerichteten Thätigkeit ist nicht so auffällig, wie die bis an den Meeresspiegel reichenden gigantischen Bauten der Polypen, steht jedoch hinter diesen der allgemeinen Verbreitung der Mollusken wegen, im Gegensatze zu der beschränkteren der riffbauenden Korallen, wohl kaum zurück. Am augenscheinlichsten geht die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke durch Mollusken dort vor sich, wo letztere in Menge vergesellschaftet Muschelbänke bilden. Außer den sandige Ufer liebenden Erycinen und Cyrenen sind es namentlich einmuskelige, ungleichklappige Zweischaler, also Austern, Kamm- und Mießmuscheln (Ostrea, Pecten, Mytilus), welche sich in großer Anzahl neben einander ansiedeln, sich zum Teil auf dem felsigen Grunde, zum Teil an einander anheften und dicht gedrängte Massen bilden, in deren Lücken und auf deren Oberfläche sich zahlreiche andere Mollusken, sowie röhrenbauende, also ebenfalls kohlensauren Kalk abscheidende Anneliden (namentlich Serpula) einnisten. Diese Serpeln können durch üppige Wucherung so überhand nehmen, dass sie für sich allein mächtige Bänke bilden (z. B. den Serpulit). Ähnliche massenhafte Anhäufungen bilden die Paludinen, Litorinellen und Cerithien an flachen Ufern, ebenso wie z. B. an manchen Stellen der Küste des ägäischen Meeres Schulpe von Tintenfischen fußhoch aufeinander geschichtet liegen.

Die kalkbildende Thätigkeit der Foraminiferen fällt umsomehr ins Gewicht, als sie es vorzugsweise sind, welche enorme Areale fast aller Ozeane dicht bevölkern und auf deren Grunde mächtige Ablagerungen eines förmlichen Foraminiferenschlammes bilden. Derartige Schichten bestehen z. B. auf dem Boden des nördlichen atlantischen Ozeans aus 85 Prozent kalkigen Foraminiferenschalen und zwar vorzüglich von Globigerina, Textularia, Orbulina, Biloculina und Cristellaria und dehnen sich von Irland bis Neufundland, also mehr als 350 Meilen weit, sowie bis über die Azoren aus. Da unter ihnen die Gattung Globigerina am reichlichsten vertreten ist, nennt man diese Ablagerungen Globigerinenschlamm. Andere Foraminiferen leben an Küsten und auf weiten Flächen des Meeresgrundes in solcher Menge auf sandigen und kalkigen Sedimenten, dass auch ihnen ein bedeutender Anteil an der Zusammensetzung von Erdmaterial zukommt. In der Vorzeit besaßen die Foraminiferen dieselbe gesteinsbildende Wichtigkeit wie jetzt, vielleicht noch in höherem Grade, wie aus der Betrachtung der zoogenen Gesteine (Petrogenetische Geologie) hervorgehen wird.

In ähnlicher Weise wie Mollusken und Foraminiferen verbrauchen die Echinodermen zur Herstellung der schildförmigen oder kugeligen Schale der Echiniden, der Gerüste und Kalkstäbchen der Seesterne, der Säulen, Kelche und Arme der Crinoiden, der feinen Kalkblättchen und Änkerchen in der Haut der Holothurien große Quantitäten von Kalk, welcher ausschließlich dem Meere entstammt, und haben auf diese Weise das vorwaltende

Material ganzer Bänke und Schichtenkomplexe geliefert. Crinoiden bilden auch jetzt noch förmliche Wiesen auf dem Boden der Tiefsee.

Auch gewisse die See bewohnende **Pflanzen,** nämlich die Kalkalgen (Corallina, Lithothamnium) besitzen die Fähigkeit, kohlensauren Kalk aus dem Meereswasser abzuscheiden, und sind in allen Meeren von der arktischen bis zur tropischen Zone verbreitet, während zahlreiche andere als gequirlte Siphoneen bezeichnete Formen, wie Cymopolia (= Dactylopora), Acetabularia u. a. besonders in der Vorzeit kalkabscheidend thätig waren und während der Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärperiode gewaltige Gesteinsablagerungen geliefert haben*).

c) Aufspeicherung von Kohlenstoff durch pflanzliche Thätigkeit.

§ 5. Der Verkohlungsprozess und die kohlenbildenden Pflanzen).** Kalkabscheidende Tiere reinigen das Meer von den ihnen durch die Flüsse zugeführten Beimengungen und bringen es in einen für organisches Leben geeigneten Zustand. Eine ähnliche Thätigkeit entfalten die Pflanzen mit Bezug auf die atmosphärische Luft, welche sie in einer Beschaffenheit erhalten, durch welche die Möglichkeit höheren tierischen Lebens bedingt ist. Nicht allein das, — die Pflanzen haben die Atmosphäre überhaupt erst aus einem an Kohlensäure überreichen Dunstkreise in ihre jetzige Zusammensetzung übergeführt. Die Pflanze braucht den Kohlenstoff zum Aufbau der Pflanzenfaser und entzieht deshalb durch Atmung der Atmosphäre Kohlensäure, — verfault sie nach ihrem Absterben, so kehrt der Kohlenstoff als Kohlensäure in den Luftkreis zurück und würde somit einen verlustlosen Kreislauf durchmachen, wenn nicht diesem letzteren durch den Verkohlungsprozess gewaltige Mengen von Kohlenstoff entrückt und in Form von Gesteins- und zwar Kohlenablagerungen an die Erde gefesselt würden. Durch diesen Vorgang wurde einerseits die anfänglich an Kohlensäure zu reiche Atmosphäre den Tieren bewohnbar gemacht, andererseits wird noch heute durch denselben die kontinuierliche Zufuhr von Kohlensäure durch vulkanische Exhalationen ausgeglichen, also die normale Zusammensetzung

*) Ungor. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XIV. 1858. — Gümbel. Abh. d. k. Akad. d. Wiss. II. Kl. München. Bd. XI. 1. 1872. — Benecke. Geognost.-paläont. Beitr. Bd. II. 1876. — Walther. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329.

**) H. R. Göppert. Preisschrift über die Bildung der Steinkohlen. Harlem 1848. — Poggend. Ann. LXXXVI. S. 482. — G. Bischof. Lehrb. d. chem. und phys. Geologie. II. Aufl. Bonn 1873. S. 715 u. f. — H. Fleck. Über die chem. Vorgänge im Fossilien-Bildungs-Prozesse. N. Jahrb. 1867. S. 291. — A. Balzer. Über den natürlichen Verkohlungsprozess. Vierteljahrsschrift d. nat. Gesellsch. Zürich 1872. — E. v. Meyer. Über die in Steinkohlen eingeschlossenen Gase. Journ. f. prakt. Chemie. Bd. V. S. 104 und 407. Bd. VI. S. 360. — F. Muck, Chemie der Steinkohlen. Leipzig 1891. — C. W. von Gumbel. Beitr. z. Kenntn. d. Texturverhältnisse d. Mineralkohlen. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. München 1883. Bd. I. S. 201.

der Lufthülle erhalten. Aller Kohlenstoff, der auf der Erde in der Pflanzenfaser und in den Kohlengesteinen enthalten ist, ist aus der Zersetzung von Kohlensäure durch die Lebensthätigkeit der Pflanzen hervorgegangen.

Den größten Teil des Pflanzenzellgewebes bildet die Holzfaser, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff besteht und beim Holz, abgesehen von einem geringen Gehalte an Stickstoff und Asche, fast durchgängig aus 50 Prozent Kohlenstoff, 6 Wasserstoff und 44 Sauerstoff zusammengesetzt ist. Verfaulen Pflanzenmassen an freier Luft, so verbinden sich ihre Elemente mit den Bestandteilen der Atmosphäre zu Gasen und Wasser, — es verschwindet die abgestorbene Pflanze, abgesehen von ihrem Gehalte an unorganischer Materie, vollständig. Anders aber bei ihrer unter Luftabschluss durch überlagernde thonig-sandige Gesteine vor sich gehenden, außerordentlich langsamen Zersetzung (Vermoderung, Verkohlung). Bei diesem Prozesse verbinden sich die pflanzlichen Elemente unter einander; es vereinigt sich ein Teil des Kohlenstoffes mit Sauerstoff zu Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff zu Sumpfgas, welche entweichen, und endlich ein Teil des Wasserstoffes mit Sauerstoff zu Wasser. Nun ist aber in der entstehenden Kohlensäure 1 Gewichtsteil Kohlenstoff mit $2^2/_3$ Gew. Sauerstoff, im Wasser 1 Gew. Wasserstoff mit 8 Gew. Sauerstoff verbunden, sodass die Zersetzung, deren Produkte sie sind, namentlich auf Kosten des Wasserstoffes und Sauerstoffes der Holzfaser vor sich geht. Diese beiden Elemente werden der vermodernden Pflanzenmasse viel rascher und reichlicher entzogen als der Kohlenstoff, wodurch zugleich eine Anreicherung, eine relative Vermehrung des letzteren stattfindet. Der Vermoderungs- oder Verkohlungsprozess arbeitet demgemäß darauf hin, aus der gewöhnlichen Pflanzensubstanz im Laufe der Zeit reinen Kohlenstoff herzustellen. Zugleich aber werden die in den aufgespeicherten Pflanzenmassen reichlich vorhandenen und aus den einzelnen Teilen derselben in großer Menge sich bildenden löslichen humin- oder ulminartigen Substanzen durch das Wasser aufgelöst und als feste, nach und nach erhärtende Massen in den Hohlräumen und Lücken zwischen den einzelnen Pflanzenresten wieder ausgeschieden. Pflanzliche Massen, von Sedimenten bedeckt, unterliegen dieser Zersetzung außerordentlich langsam, da ihnen die Bedingungen zur Fäulnis, nämlich die Möglichkeit des Zutrittes der atmosphärischen Luft und des Entweichens der gasförmigen Produkte, nur in höchst beschränktem Maße gegeben sind. So hat denn die von einer mächtigen Schichtenreihe bedeckte Steinkohle, trotzdem dass Millionen von Jahren seit ihrer Ablagerung vergangen sein müssen, ihre Zersetzung noch nicht vollendet. Die sich durch den Verkohlungsprozess in ihr bildenden und anfänglich von ihr eingeschlossenen, dann exhalierten Gase sind, außer Sauerstoff und Stickstoff (von hinzutretender Luft herrührend), Kohlensäure und Grubengas (Sumpfgas). Von diesen 4 Gasen sind z. B. in 100 g der westfälischen und der sächsischen Kohle 17

bis 60 ccm enthalten (E. von Meyer). Fortwährend, zuweilen aber auch plötzlich und in gefahrbringender Menge entweichen Kohlensäure (Schwaden) und Grubengas (schlagende Wetter) und zeigen an, dass der Verkohlungsprozess sich noch in vollem Gange befindet. Sein Ziel erreicht er erst, wenn Anthracit und Graphit hervorgebracht sind; in diesen seinen Endprodukten liegt der Kohlenstoff brach und gefesselt in der Erde, bis ihn der Mensch für seine Zwecke benutzend zu Kohlensäure verbrennt und ihn so der Atmosphäre wiedergiebt, von wo aus er seinen Kreislauf von neuem beginnt. Die Länge der geologischen Zeiträume ersetzt somit den freien Zutritt von Luft oder den Einfluss höherer Temperaturgrade, sodass der Kohlenstoffreichtum der Kohlengesteine in demselben Maße zunimmt, je älter die letzteren sind. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind einzelne Stadien des besprochenen Verkohlungsprozesses der Pflanzenmasse, Anthracit und Graphit die Endprodukte desselben, wie aus der folgenden tabellarischen Zusammenstellung hervorgeht.

Geologisches Zeitalter.	Kohlengestein.	Zusammensetzung in 100 Teilen nach Abzug der Asche.		
		C	H	O u. N
Jetztzeit.	Holzsubstanz.	49,57	6,44	43,99
Diluvium.	Torf aus Irland.	60,02	5,88	34,10
Tertiär.	Braunkohle von Köln.	66,96	5,25	27,76
	Braunkohle vom Meißner.	72,00	4,93	23,07
	Erdige Braunkohle von Dux.	74,20	5,89	19,80
Karbonische Periode.	Bituminöse Steinkohle v. Saarbrücken.	81,62	3,30	14,50
	Cannelkohle von Wigan.	85,81	5,85	8,34
	Hartleykohle von Newcastle.	83,42	5,61	5,97
	Bituminöse Steinkohle von Eschweiler.	89,16	3,21	6,45
Karbonische, devonische, silurische Periode.	Anthracit.	94	3	3
Archäische Periode.	Graphit.	100	0	0

Lokal wird der Verkohlungsprozess beschleunigt 1. durch die Bildung zahlreicher Spalten infolge von Faltungen und Zerreißungen der kohlenführenden Formationen; 2. durch Zerstückelung ausgedehnter Kohlenfelder infolge von Erosion; in beiden Fällen wird der Zutritt der atmosphärischen

Luft und das Entweichen der entstehenden Gase erleichtert und der Verkohlungsprozess dadurch befördert; 3. durch gebirgsbildenden Druck; deshalb sind die Kohlen, wo sie horizontal und ungestört liegen, meist bituminös und werden immer magerer, je auffallendere Biegungen sie erleiden, und endlich zu Anthracit, wo die stärksten Faltungen und Zusammendrückungen stattgefunden haben (Anthracitbecken Pennsylvaniens); 4. durch Einwirkung hoher Temperatur von Seiten glutflüssiger Gesteine, welche die betreffende Kohlenformation durchsetzen; so ist die erdige Braunkohle des Meißners im Kontakte mit Dolerit und Basalt in anthracitähnliche Kohle, in Stengel-, Pech- und Glanzkohle, die Steinkohle von Waldenburg in der Berührung mit Melaphyr in Anthracit umgewandelt. In allen diesen Fällen ist der Verkohlungsprozess infolge lokaler Beeinflussung der Zeit vorausgeeilt.

Aus dem durch die Länge der Zeiträume begünstigten, langsamen Verkohlungsprozesse der Pflanzenmasse gehen demnach auf der einen Seite Kohlengesteine, auf der anderen entweichende Gase (Kohlensäure und Sumpfgas) hervor. Ebenso aber wie sich bei dem Zersetzungsprozesse vegetabilischer Substanzen gasförmige Kohlenwasserstoffe bilden, so entstehen auch flüssige und feste Verbindungen von Kohlenstoff und Wasserstoff, wie Naphtha, Petroleum und Ozokerit. Diesen Vorgängen verdanken viele Erdölquellen ihren Ursprung, viele bituminöse Gesteine ihren Bitumengehalt, während andere Bitumenstoffe aus der Verwesung von tierischen Substanzen hervorgegangen zu sein scheinen. Kein Zweifel aber kann über die Abstammung solcher flüssigen Kohlenwasserstoffe obwalten, wo sie als Erdöl direkt aus der Steinkohlenmasse hervorschwitzen oder sogar ausfließen, wie in den Grubenbauten von Dawley und The Dingle in der englischen Grafschaft Shrop, wo das Erdöl förmliche Traufen bildet, gegen welche sich die Bergleute durch vorgesteckte Bretter schützen müssen.

Da die Ablagerung und Anhäufung von später zu Kohlengesteinen umgewandelten Pflanzenmassen sehr verschiedenen geologischen Zeiträumen angehören und der Gesamthabitus der Pflanzenwelt in jeder Periode einer vollkommenen Umgestaltung unterlag, so waren auch die das Material der verschiedenartigen und verschiedenalterigen Kohlengesteine liefernden Floren jedesmal andere.

Die Bildung des Torfes geht auf die Weise vor sich, dass stagnierendes Wasser Algen und andere Pflanzen erzeugt, deren abgestorbene Teile sich zu Boden senken und sich zu einer immer höher anwachsenden Schicht von faulenden Vegetabilien anhäufen. »Zu gleicher Zeit rücken die am ursprünglichen Ufer der Wasserfläche wachsenden Schilfrohre, Schachtelhalme, Binsen und Simsen allmählich und allseitig mehr und mehr in das flache Wasser vor, auf dessen Boden ihr dichtes Wurzelwerk immer mehr vorwärts greift. Von oben herab senken sich alljährlich die abgestorbenen

Blätter und Stengel der Seerosen, Ranunkeln, Laichkräuter und Wasserlinsen auf den Grund hinab; immer dichter wird das Gewirr von Pflanzenresten und seitwärts zwischen dieselben eindringenden Wurzeln und Wurzelstöcken, immer größerer Raum wird dem Wasser abgerungen, bis endlich ein innig verzweigter und verbundener Filz entsteht, der auf einer breiartigen Schlammasse ruht. Auf dieser schwankenden Vegetationsdecke siedeln sich Torfmoose, Wollgräser, Fieberklee, die Moorheidelbeere und andere Pflanzen an. Die auf diese Weise überdeckten und gegen die Einwirkung der Luft geschützten Pflanzenteile verwesen aber nun nicht mehr vollständig; immer mehr verschwinden Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff jener Teile, während sich ihr Kohlenstoff anhäuft. Diese Masse wächst auch nach oben, denn während die unteren Teile der bei ihrer Bildung besonders wichtigen Torfmoose längst abgestorben sind, leben die oberen kräftig fort, das Wasser aus der Tiefe schwammartig nach sich ziehend. Immer dichter wird so mit der Zeit die anfangs breiige Masse, bis zuletzt unter der Vegetationsdecke ein fester Torf entsteht. Durch die Torfmoose wird aber jener Boden immer feucht erhalten und so bildet sich auf ihm, begünstigt von seinem reichen Humusgehalte, eine üppige Vegetation. Ist er fester geworden, dann siedeln sich Bäume und Sträucher, Weiden, Erlen, Faulbaum und Kreuzdorn, zuletzt auch Nadelhölzer an; werden sie vom Winde losgerissen, oder sinken sie infolge ihres Gewichtes in ihre Unterlage ein, dann wächst der Torf über sie fort und nach Jahren sind sie ganz in ihm eingeschlossen. Dort von dem Kontakte mit der Luft abgeschnitten, verwesen sie nicht und noch nach Jahrhunderten zeigt sich ihre Holzstruktur vollkommen erhalten.« (Thomé.)

Gewisse Torfe bestehen fast ausschließlich aus verfilzten und zusammengepressten Moosen, von denen das Sumpfmoos, Sphagnum und Hypnum, die wesentlichsten sind. Beide, besonders aber Sphagnum, besitzen die Eigenschaft, weiter nach oben fortzuwachsen und neue Wurzeln zu treiben, während die unteren Teile der Pflanzen absterben. Da sie somit im stande sind, die Torfbildung beständig weiter fortzusetzen und auf den abgestorbenen Moosschichten neue zu produzieren, so bringen sie eine stetige Zunahme der Mächtigkeit der Torfmoore hervor. Die Existenz der letzteren ist an bedeutende Mengen von Feuchtigkeit gebunden, es könnte deshalb eine solche Erhöhung der Torfmoore über ihr ursprüngliches Niveau nicht stattfinden, wenn nicht sämtliche an ihrer Zusammensetzung beteiligten Moose außerordentlich hygroskopisch wären und die Feuchtigkeit der Luft in hohem Grade an sich zögen und festhielten*). Bei der Umwandlung des Mooses in Torf verliert es sein verfilztes Ansehen, wird schwerer, bröckelig,

*) Siehe A. Jentzsch. Über die Moore der Prov. Preußen. Schriften d. physik.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg. 1878. S. 91

erdig und schlammig, deutlich erkennbare Pflanzenteile verschwinden, seine Farbe geht in eine anfänglich braune, dann dunkelschwarze über. Finden solche Torfbildungen in Sümpfen statt, welche hinter Dünen liegen, und werden sie bei dem Landeinwärtsrücken der letzteren von Sand bedeckt, so wandelt sich der Torf unter dem Drucke der auf ihm lastenden Sandhügel, welche zugleich den Prozess der Vermoderung verlangsamen, in eine braunkohlenähnliche, schieferige Masse um.

Die Braunkohle, das Kohlengestein der Tertiärzeit, besteht wesentlich aus den unter Luftabschluss verwesenden Resten von Coniferen (Taxites, Sequoia, Cupressus), Palmen (Palmacites, Sabal, Flabellaria) und Laubhölzern (Betula, Juglans, Quercus, Cinnamomum). Siehe Histor. Geolog., Tertiärformation, Braunkohlenbildung.

Die Steinkohle der Wealdenformation verdankt ihr Material üppig wuchernden und sich dadurch schnell anhäufenden Cycadeen, Coniferen und Baumfarnen. Siehe Histor. Geol., Wealden.

Die Steinkohle und der Anthracit der karbonischen Formation sind verwesende, ihrem Endziel bereits ziemlich nahgerückte Massen von riesigen Gefäßkryptogamen, Sigillarien (und Stigmarien), Lepidodendren, Calamiten und Farnen, nebst spärlichen Araucarien und Cycadeen. Siehe Histor. Geolog., Karbon. Formation, Bildung der Steinkohlenflötze.

Die Anthracite des Silurs, z. B. der Isle of Man, können wesentlich nur aus Algen entstanden sein, da in den Thongesteinen der Silurformation, welche sich zur Konservierung der fossilen Pflanzen so trefflich eigneten, bisher nur seltene Reste von Gefäßkryptogamen oder noch höher stehenden Pflanzen gefunden sind, und ebenso haben

die Graphitschiefer und Graphitflötze der archäischen Formation augenscheinlich denselben Ursprung. Ihren Lagerungsverhältnissen nach sind sie den Kohlenflötzen und bituminösen Schiefern vollkommen analoge Gesteins-Einschaltungen ursprünglich vegetabilischer Entstehung und repräsentieren, entsprechend ihrem großen Alter, das Endprodukt des Verkohlungsprozesses. Siehe Histor. Geol., Urgneiß-Formation.

§ 6. Gasquellen als Produkte der Zersetzung vegetabilischer Substanzen. Die Entwickelung der, wie soeben gezeigt, aus dem Verkohlungsprozesse hervorgehenden Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgase ist stellenweise eine so reichliche, dass sie zur Entstehung wirklicher Gasquellen die Veranlassung giebt. So sind denn, ganz abgesehen von den Gasexhalationen fast aller Vulkandistrikte, an zahllosen Punkten der Erdoberfläche Ausströmungen von Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Sumpfgas bekannt, deren Ursprung ein organischer ist. Am auffälligsten sind die Kohlenwasserstoffquellen, weil diese, in Brand gesteckt, hohe Flammen von bald geringer, bald bedeutender Leuchtkraft bilden und dann als Erdfeuer bekannt sind. Die zahlreichsten und berühmtesten derartigen brennenden

Quellen sind die von Baku und der ganzen Halbinsel Abscheron am kaspischen Meere*), ferner die der Apenninen in Ober- und Mittelitalien. In den Ölgegenden Nordamerikas entströmen vielen der zur Gewinnung des Petroleums angelegten Bohrlöcher Kohlenwasserstoffgase mit brausendem, zischendem, weithin hörbarem Geräusche, und werden in zahlreichen Städten z. B. in Pittsburg allgemein zur Beleuchtung, sowie für industrielle Zwecke verwendet. Derartige Gase, mit welchen die Naphtha von Baku gesättigt ist, treiben dieselbe aus den Bohrlöchern bis zu über 50 m hohen Fontainen empor. Ähnliches gilt von dem Elsasser Petroleum-Distrikt bei Pechelbronn. Ziemlich gewöhnlich sind außerdem Kohlenwasserstoffexhalationen aus Steinsalzlagern, welche zum Teil so bedeutend sind, dass sie z. B. bei Szlatina in Ungarn zur Beleuchtung der Grube verwandt werden; auch das bei der Saline Gottesgabe bei Rheine sich entwickelnde Gas wurde zu Heizzwecken verwandt; in China versiedet man auf gewissen Salinen die Sole vermittelst der mit ihr empordringenden brennbaren Gase.

Die Quantität der Kohlensäure, welche aus der Zersetzung von Pflanzenmassen resultiert, ist außerordentlich beträchtlich. Das an der Erdoberfläche von den verwesenden Pflanzen produzierte Kohlensäuregas wird von den Regenwassern aufgesaugt und in den Boden geführt. Durch ihren Kohlensäuregehalt werden diese Sickerwasser in den Stand gesetzt, zahlreiche Mineralien aufzulösen und zu zersetzen, um sie, nachdem sie größere Gesteinsmassen durchsickert haben, entweder als Mineralquellen an das Tageslicht zu fördern oder sich ihrer bereits in Höhlen und Spalten durch Absatz wieder zu entledigen.

§ 7. **Schlammvulkane als Resultate organischer Zersetzungen****). Die Schlammvulkane, Schlammsprudel oder Salsen stehen in engstem Zusammenhange mit Gasquellen und zwar besonders solchen von Kohlenwasserstoffgas. Diese gehen, wie im vorigen Paragraphen gezeigt, aus der Zersetzung von organischen Substanzen hervor und sind die Destillationsprodukte im Zustande langsamer Verbrennung (Verkohlung) begriffener Pflanzenmassen. Treten diese Gase im Verein mit Wassern zu Tage, welche schlammartig erweichtes, thoniges oder sandig-thoniges Gesteinsmaterial mit sich führen, so sind die Bedingungen zur Bildung von Schlammsprudeln gegeben. Letztere sind demnach nicht Reaktionen des glutflüssigen Erdinnern, wie die Vulkane, sondern Produkte des gewaltsamen Hervordringens aus Organismen erzeugter Gase. Mit dem Ausströmen der letzteren ist sehr gewöhnlich das Ausfließen von flüssigen Kohlenwasserstoffen (Naphtha und Bergöl) vergesellschaftet. Die mit ihnen empordringenden Wasser sind meist salzhaltig.

*) Trautschold. Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 257.

**) Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. z. München. Math.-phys. Kl. 1879. S. 1.

Die Schlammvulkane bilden kleine, flache Kegel, welche meist nur einen, ausnahmsweise bis 10 m Höhe erreichen. Auf ihrem Gipfel befindet sich eine trichterförmige Vertiefung. Ihr entströmt z. T. lautlos, z. T. mit Brausen, mit Kohlenoxydgas oder Kohlensäure gemischtes Kohlenwasserstoffgas, welches Schlamm oder salziges, schlammiges, mit Erdöl vermischtes Wasser emporpresst. Der Schlamm wird, falls dünnflüssig, durch die empordringenden Gase in wallender Bewegung erhalten, — falls zähflüssig, beim Zerplatzen der aufwärtspressenden großen Gasblasen umhergeschleudert. In letzterem Falle tritt eine intermittierende Thätigkeit ein, indem periodische Explosionen der Gasgemenge, verbunden mit unterirdischem Getöse und Bodenerzitterungen, unterbrochen von Pausen der Ruhe stattfinden. In anderen Schlammsprudeln fließt der Schlamm unter starker Gasentwickelung über und bildet förmliche Schlammströme, oder er steigt $^1/_3$—$^2/_3$ m hoch senkrecht in die Luft, um dann zurückzufallen, — ein Spiel, welches sich in Pausen von 30 Sekunden bis zu 40 Minuten wiederholt. Zuweilen finden förmliche Eruptionen statt, verbunden mit donnerndem Getöse der ausströmenden Gase, welche sich entzünden und Feuersäulen bilden können, ferner mit Auswurf von Schlammfetzen und Gesteinsbruchstücken, sowie mit Ergüssen von Schlammströmen (so bei Baku im Januar 1887).

Schlammvulkane sind bekannt auf Sicilien (bei Paterno am Ätna*), Macaluba bei Girgenti) in dem nördlichen Italien (Provinz Modena) und bei Reggio, in der Nachbarschaft des kaspischen Meeres, in Siebenbürgen (Höllenmorast), auf Island, Java, Neugranada (Turbaco) und Trinidad. Einer der berühmtesten Schlammvulkane ist die Macaluba unweit Girgenti, eine wenig erhöhte Thonfläche von 150 Schritt Länge und 50 Schritt Breite mit etwa 30 Schlammkegeln von 0,3—0,5 m Höhe. Am westlichen und östlichen Ende des Kaukasus (auf der Insel Taman und an den Ufern des kaspischen Meeres) sind diese Salsen in solcher Zahl und Großartigkeit konzentriert, dass jene Distrikte darin mit keiner anderen Gegend der Erde verglichen werden können. Fast überall tritt die Abhängigkeit der Schlammvulkane von großen unterirdischen Herden der Zersetzung von organischen Substanzen in ihrer steten Vergesellschaftung mit Petroleum- oder Naphthaquellen auf das deutlichste hervor.

Zu den Schlammvulkanen sind auch die »mud-lumps« an den Mündungen der Mississippi-Pässe zu rechnen. Sie bilden hier flach kegelförmige Inseln, welche 3—6 m über den Wasserspiegel ragen und auf ihrem Scheitel eine kraterartige Vertiefung besitzen, aus der Sumpfgas, Kohlensäure, Salzwasser und feiner Schlamm empordringen. Sie verdanken ihre Entstehung der Zersetzung der von Schlamm bedeckten Treibholz-Anhäufungen**).

*) A. v. Lasaulx. Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 457.

**) Hilgard. Amer. Journ. of science. 1871. S. 238, 356 und 425.

Die Zeit als geologischer Faktor.

Die Wirksamkeit der Kräfte, welche sich als Hauptagentien in dem Entwickelungsprozesse der Erde bethätigen, bedarf zum großen Teile gewaltiger Zeiträume, um ihren Einfluss auf die Gestaltung der Erdoberfläche wahrnehmbar zu machen. Die Länge dieser Zeiträume ist eine so außerordentliche, dass uns, die wir nach Jahren zu rechnen gewöhnt sind, jeder bestimmte Maßstab für dieselben fehlt. Um einen solchen zu gewinnen, hat man versucht, die Länge der Jetztzeit, also des Zeitraumes abzuschätzen, seit dessen Beginn das organische Leben auf Erden seinen heutigen Gesamtcharakter angenommen und seitdem nicht wesentlich verändert hat. Derartige Berechnungen ergeben so enorm große Zahlen, dass man zu zögern versucht ist, ihre Wahrheit anzuerkennen, wenn man berücksichtigt, dass sie sich allein auf die Jetztzeit beziehen, und dass diese nur eine einzige der gewiss nach Hunderten zählenden Abschnitte in der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner ist. Man scheute sich, wie gesagt, die enormen Zahlen, die aus diesen Faktoren resultieren, anzuerkennen, obwohl man längst gewöhnt ist, einen anderen Zweig der Naturwissenschaft, die Astronomie, welche mit der Geologie so zahlreiche Berührungspunkte hat, mit dem menschlichen Geiste vollkommen unfassbaren Größen rechnen zu sehen, wenn sie den Durchmesser der Erdenbahn als Maßeinheit für viele kosmische Entfernungen benutzt.

Wenn es gelingen sollte, geologische Vorgänge mit berechenbaren, astronomischen Änderungen in Beziehung zu bringen, so würde es möglich sein, auch für die Geologie ein absolutes Zeitmaß festzustellen. Bis jetzt aber fehlen uns derartige Anhaltspunkte; wir können deshalb nur versuchen, einige Vorgänge der Jetztzeit auf ihre Dauer abzuschätzen, und müssen uns für Ereignisse früherer Perioden mit einer Bestimmung ihres relativen Alters, d. h. mit der Beantwortung der Frage: früher und später, älter oder jünger als andere Vorgänge und Erscheinungen? begnügen. Für ersteren Zweck hat man namentlich die im Zustande des stetigen Zurückschreitens begriffenen Niagara-Fälle benutzt.

Der Niagara ist der Ausfluss des Erie-Sees, wendet sich in nördlichem Laufe nach dem Ontario und stellt so eine sechs Meilen lange Verbindung beider Seen her. Fast genau in der Mitte zwischen diesen Wasserbecken bildet der Fluss die 55 m hohen Niagara-Fälle. Von diesem Punkte an schießt das Wasser, statt wie bisher auf einem Plateau, in einer tiefen, engen Schlucht mit senkrechten Wänden für $4\frac{1}{2}$ Meilen dahin, um bei Queenstown in die offene Ebene des Ontario-Sees zu treten und sich dann in langsamen Laufe bis zu diesem zu bewegen.

Der Landstrich zwischen Erie- und Ontario-See besteht aus den Schichten des oberen Silurs, welche sehr flach gegen Süden, also nach dem Erie-See zu einfallen, so dass ihre Schichtenköpfe gegen den Ontario zu gerichtet sind und nach diesem zu eine schroff abfallende Felswand bilden. Sie bestehen in ihrer oberen Mächtigkeit aus festem, kompaktem Kalksteine, in ihren unteren Lagen (27 m) aus Schiefern, und unterhalb dieser aus Mergeln und Sandsteinen. In diesen silurischen Schichtenkomplex hat der Niagara vom Falle bis nach Queenstown eine 70 — 80 m tiefe Felsschlucht eingeschnitten. Die Felswand (Fig. 85), über welche sich der Fall stürzt, besteht

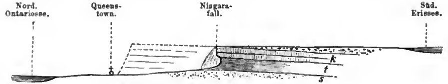


Fig. 85. Profil des Niagara-Flusses und seiner Fälle. Nach *Hall's* und *Lyell's* Aufnahme.
s Weiche Onsida- und Medina-Sandsteine und Clinton-Gruppe; — *t* Weiche Niagara-Schiefer — *k* Harter Niagara-Kalkstein.

deshalb in ihrer unteren Hälfte aus verhältnismäßig weichen Schiefern, in ihrer oberen Hälfte aus Kalkstein. Am Fuße des Falles waschen die wühlenden Wassermassen die lockeren Schiefer aus und unterminieren dadurch den Kalkstein, welcher stückweise herunterbricht, so dass die Wasserfälle langsam stromaufwärts rücken. Ähnliches ging früher vor sich. Anfänglich hat sich der Niagara-Fall über die Felswand bei Queenstown direkt in die Ontario-Ebene gestürzt, infolge der unterwühlenden Thätigkeit seiner Fluten ist er jedoch im Laufe der Zeit bis zu seinem jetzigen Standorte zurückgewichen, so dass jeder Punkt der Felsschlucht zwischen diesem und seinem ersten Fallorte bei Queenstown zeitweilig die Wasserfälle besaß. Können wir das Maß ihres jährlichen Rückschreitens abschätzen, so sind wir im Stande, aus diesem und der Distanz, welche sie zurücklegten, die Zeitdauer zu berechnen, die das gesamte Zurückweichen in Anspruch nahm. Man schätzt das jährliche Zurückschreiten auf höchstens 0,33 m, so dass, da die Schlucht 12 000 m ($1^1/_2$ Meilen) lang ist, wenn nicht einzelne Stillstände durch Auftreten von härteren Schichten eingetreten sind, welche das Zeitmaß noch um vieles vergrößern würden, wenigstens 36 000 Jahre verstrichen sind, seit der Niagara begann, seine Schlucht durch Rückwärtsschreiten der Fälle auszuwühlen. Nun kennt man aber auf dem Plateau, in welches die Niagaraschlucht eingeschnitten ist, und zwar auf beiden Seiten der letzteren, Geröll- und Sandablagerungen mit Schalen von Unio-, Melania- und Paludina-Arten, welche heute noch in jenen Seen leben, und die nur abgelagert worden sein können, ehe die Fälle soweit nach dem Erie zu hinaufgerückt waren und ehe die Schlucht ausgewühlt war. Die Zeiträume, die

zum Einschneiden der Schlucht nötig waren, also 36 000 oder wahrscheinlich mehr Jahre, gehören, wie aus der Identität der subfossilen und noch in derselben Gegend fortlebenden Mollusken geschlossen werden muss, der Jetztzeit an.

Die Länge dieses Zeitraumes lässt ahnen, welche Zeiten darüber hingingen, ehe der Colorado-Fluss (S. 226) sein 60 Meilen langes und bis 2000 m tiefes Schluchtensystem zum Teil in dem härtesten Granit auswühlen konnte.

Wenn solche Begebenheiten in Zeiträume fallen, während welcher der organische Gesamtcharakter der Erde scheinbar vollständig stationär und unverändert blieb, welche Zeiträume mögen während der tertiären Perioden, innerhalb deren sich Flora und Fauna wiederholt fast durchgängig und vollkommen änderten, verflossen sein! Hat man Recht, die Dauer der Jetztzeit auf mehr als 30 000 Jahre zu veranschlagen, so muss die Tertiärperiode auf viele Hunderttausend Jahre abgeschätzt werden. Nun ziehe man in Betracht, dass die Tertiärzeit nur das letzte Blatt im Buche der Erdgeschichte, so weit diese sich vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat, ausfüllt, man denke daran, dass der Gesamtcharakter der Bewohner der Erde erwiesenermaßen sehr zahlreiche Male eine vollkommene Umprägung erlitten hat, dass also die gesamten jeweiligen Floren und Faunen ebenso oft von einer anderen sich emporschwingenden, vervollkommneten Generation bekriegt, überwuchert und verdrängt worden, endlich erinnere man sich daran, dass auch vor die Entstehung organischer Wesen auf Erden noch große Zeiträume fallen, und man wird gestehen müssen, dass die Berechtigung gegeben ist, die Vergangenheit der Erde als etwas unermessliches zu bezeichnen. Vergleicht man ein von Tieren belebtes Landschaftsbild der Silurperiode mit einem der Jura-, der Diluvial- und der Jetztzeit, und abstrahiert man von periodischen Schöpfungseingriffen in die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, so öffnet sich dem Blicke eine Vergangenheit, für deren Abschätzung uns die Kraft fehlt. Wie verschwinden gegen sie die wenigen Tausend Jahre, bis zu welchen die Nachrichten über unser eigenes Geschlecht zurückreichen! — Alle geologischen Zeitberechnungen können deshalb weiter nichts bezwecken, als uns zu überzeugen, dass wir in der Entwickelungsgeschichte der Erde mit unermesslich großen Zeiträumen zu rechnen haben.

Vierter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

§ 1. **Aufgabe der petrogenetischen Geologie.** Nachdem in den letzten beiden Abschnitten der petrographische Charakter der Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, sowie die Kräfte, welche überhaupt einen bildenden und gestaltenden Einfluss auf die Erdrinde ausüben, geschildert worden sind, liegt die Frage nahe, auf welche Weise jene Gesteinsarten durch Vermittelung dieser Kräfte ihren gegenwärtigen Zustand und petrographischen Habitus erhalten haben? Mit der Beantwortung dieser Frage beschäftigt sich die petrogenetische Geologie, die Lehre von der Gesteinsentstehung.

Die Entstehung irgend einer tellurischen Gesteinsart ohne Mitwirkung entweder des Vulkanismus oder des Wassers oder endlich des Windes ist undenkbar, — und in der That lässt sich auch die Bildung aller Gesteine auf die Thätigkeit eines dieser Agentien zurückführen. Je nachdem dies der Vulkanismus, das Wasser oder der Wind ist, werden die Gesteine ihrer Entstehung nach als eruptive, sedimentäre und äolische bezeichnet.

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2. **Entstehung der Eruptivgesteine.** Die Eruptivgesteine sind in glutflüssigem Zustande aus der Tiefe der Erde hervorgetreten und an der Erdoberfläche oder nahe derselben mehr oder weniger rasch erstarrt. Die Durchtränkung des glutflüssigen Magmas durch überhitztes Wasser oder durch Wasserdampf, sowie durch andere Dämpfe und Gase, darf dabei auf das bestimmteste vorausgesetzt werden. Auf eine Mitwirkung des Wassers bei Bildung der Eruptivgesteine auch in den früheren geologischen Zeitaltern weist schon die Analogie mit den Eruptionserscheinungen der heutigen Vulkane hin. Jede Eruption ist mit enormen Dampfausströmungen verbunden und ebenso entwickeln die Lavaströme selbst, bis sie erkalten,

aus ihren Rissen und Spalten große Mengen von Dämpfen. Die flüssige Lavamasse muss deshalb von solchen und zwar namentlich von überhitztem Wasserdampf durchtränkt sein, wenn sie sich auch in erstarrtem Zustande fast vollkommen wasserfrei erweist. Der Wassergehalt, der durch Bauschanalysen in zahlreichen Eruptivgesteinen nachgewiesen ist, kann an und für sich nicht als maßgebender Beweis für Mitwirkung des Wassers bei Bildung derselben angesehen werden, da er erst später eingedrungen sein mag, — in vielen Eruptivgesteinen sind jedoch die Belege für die Teilnahme des Wassers an ihrem Bildungsvorgange gewissermaßen versteinert erhalten, nämlich in Gestalt mikroskopisch kleiner Hohlräume, welche Wasser oder wässerige Solutionen z. B. von Chlornatrium umschließen. Diese Flüssigkeitseinschlüsse (siehe S. 34) sind in den Quarzen fast aller und in den Feldspäten vieler Granite, Syenite, Quarzporphyre und Melaphyre in unzähliger Menge vorhanden.

Mit Bezug auf die Herkunft des die Eruptivmassen durchtränkenden Wassers*) ist eine große Anzahl der Geologen der Ansicht, dass letzteres, welches auf Spalten in die Tiefe dringt, unter dem Drucke der ganzen darüberstehenden Wassersäule durch die feinsten Klüfte abwärts bis zum glutflüssigen Erdinneren gepresst wird. Hier kann es sich unter dem hohen Drucke nicht in Dampf verwandeln, sondern wird von dem in Glutfluss befindlichen Materiale absorbiert und bildet mit diesem an solchen Stellen, wo die Infiltration erfolgte, ein von Wasser durchtränktes Magma. Steigt nun letzteres auf Spalten empor und gelangt in Niveaus der Erdkruste, wo der Druck ein geringerer ist, so explodiert dasselbe und liefert Wasserdampf und vulkanische Aschen und Sande, oder es erreicht die Erdoberfläche und haucht erst hier namentlich bei seinem Erstarren die bis dahin absorbierten Dämpfe aus (vergl. S. 146 und 149).

Aber nicht nur Wasserdämpfe entströmen den Laven und Eruptionskanälen unserer Vulkane, sondern noch eine Fülle anderer Gase und Dämpfe, so schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Stickstoff, Ammoniakgas namentlich aber Kohlensäure. Diese lassen sich nicht aus der Zersetzung von oben eingedrungener atmosphärischer oder Meereswasser herleiten, entstammen vielmehr, ebenso wie vielleicht ein Teil des Wasserdampfes, direkt dem glutigen Erdinneren, in welchem sie absorbiert enthalten sind, so dass dieses ein seit seiner Ballung von Gasen und Dämpfen durchtränktes Magma darstellt (vergl. S. 157). Gleiches gilt naturgemäß von denjenigen Partieen des letzteren, welche als Laven oder

*) Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptionen. Wien 1877. — Tschermak. Über den Vulkanismus als kosm. Erscheinung. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. zu Wien. I. Abt. 1877. März. — Daubrée. Eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris. 1885. B. II.

Eruptivgesteine an die Erdoberfläche gelangen. Diese Durchtränkung der Eruptivmassen durch Liquida bedingt einerseits die Beweglichkeit der ersteren dadurch, dass sie als Lösungs- und Flussmittel für die an und für sich schwerer schmelzbaren mineralischen Stoffe dienen, während sie andererseits die krystalline Erstarrung des Magmas in hohem Grade begünstigen.

Gelangt ein derartiges Magma an die Erdoberfläche, so entweicht der größte Teil der Liquida, infolge davon zerspratzt die Lava oder bläht sich auf und erstarrt schlackig, porös und glasig, oder dicht, porphyrisch und nur teilweise krystallinisch. Erkaltet es aber unter hohem Drucke in der Tiefe, so werden die Liquida länger zurückgehalten und es tritt eine gleichmäßig-körnige, vollkrystalline Erstarrung ein. Auf diese Weise können aus dem nämlichen Eruptionsmateriale an der Erdoberfläche Laven und Gläser, porphyrische, felsitische und glasreiche Gesteine (vulkanische Gesteine), — in der Tiefe des Kanales vollkrystalline Gesteine (Tiefengesteine, plutonische Gesteine) entstehen*). Die Liparite, Phonolithe, Trachyte, Andesite und Basalte nebst ihren Laven und Gläsern würden nach der Anschauung vieler Geologen nur die äußersten, an die Oberfläche der Erde reichenden Zweige von Eruptivmassen vorstellen, die in größerer Tiefe unter dem Drucke der darüber lastenden Säule zu granit-, syenit-, diorit-, dolerit- und diabasartigen Modifikationen erstarrten. Der strukturelle Unterschied zwischen solchen plutonischen und den vulkanischen Gesteinen würde somit nicht auf ihrem verschiedenen geologischen Alter, sondern vielmehr auf ihrem Niveau zur Erdoberfläche beruhen. Ihre Altersunterschiede sind demnach nur scheinbare, indem die plutonischen Gesteine überall dort, wo sie jetzt zu Tage treten, aus älteren Perioden stammen, weil eben lange Zeiten nötig waren, um die Erdoberfläche bis hinab in das Niveau dieser vollkrystallinen Erstarrungsprodukte zu denudieren. Bei jüngeren Eruptionsprodukten hat dieser Abtragungsprozess noch gar nicht oder noch nicht so tief eingewirkt, deshalb sind uns die oberen echt vulkanischen Modifikationen noch erhalten, gehen aber nach der Tiefe zu in plutonische, vollkrystalline Gesteinsmassen über.

Jedenfalls aber lassen sich die Eruptivgesteine nach dem Orte ihrer Erstarrung und nach ihrer unter den dort herrschenden Verhältnissen erlangten Struktur in zwei Hauptgruppen teilen: vulkanische oder Ergussgesteine und plutonische oder Tiefengesteine**).

Die vulkanischen Gesteine bilden Ströme, Decken, Kuppen und

*) Cotta. Geologie d. Gegenwart. 1866. XX. — Judd. Geol. Magaz. 1875. Bd. II. S. 10. 24, 76 u. Quart. Journ. London 1874. S. 240, 1885. Bd. 1. S. 354. — Reyer. Physik d. Eruptionen. 1877. S. 132—146. — Reusch. Über Vulkanismus. Berlin 1883.

**) Reyer l. c. — Rosenbusch. Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 1—12.

mit diesen in Verbindung stehende Gänge und Tuffe, gehören entweder den jüngsten geologischen Perioden, nämlich der Tertiär- und Jetztzeit an, wie die Basalte, Andesite, Liparite, Trachyte und Phonolithe, und können dann als neo- oder jungvulkanisch bezeichnet werden, oder sie sind die Produkte von Gesteinsergüssen älterer Perioden, also paläo- oder altvulkanisch. Zu letzteren gehören die Diabaslager der Silur- und Devonformation, die Lager und Ströme von Melaphyren, Porphyriten, Quarzporphyren und Pechstein innerhalb der Karbon- und Permformation, welche sämtlich außer durch ihre Lagerungsform, durch Tuffbildungen, Glasführung und z. T. auch echt porphyrische und blasige Struktur als vulkanische Eruptionsprodukte paläozoischer Zeiträume charakterisiert werden.

Im Gegensatze zu diesen bis an die Erdoberfläche emporgedrungenen vulkanischen Gesteinen hat, wie gesagt, das glutflüssige Magma der plutonischen Gesteine die Oberfläche der Erde nicht erreicht, sondern ist in der Tiefe außerordentlich langsam und unter hohem Drucke zu Gängen, Stöcken und Lakkolithen mit vollkrystalliner, körniger Struktur erstarrt, welche erst später durch andauernde Erosion zu Tage treten, so die Granite, Syenite, Gabbros.

§ 3. **Charakteristische Kennzeichen der Eruptivgesteine.** Die Entscheidung, ob ein Gestein eruptiven Ursprunges sei, ist in vielen Fällen mit Schwierigkeiten verknüpft, da die älteren als Eruptivmassen angesprochenen Gesteine von den jüngeren echt vulkanischen, bei deren Entstehungsakte der Mensch Zeuge war, in vielen Beziehungen abweichende Gebilde darstellen. Gewisse Struktur- und Lagerungsverhältnisse sind jedoch so allgemein an eine eruptive Entstehungsweise gebunden, dass sie, wenn auch nicht jedes für sich allein, so doch, sobald sie ihrer Mehrzahl nach an einem Gesteine auftreten, als maßgebende Anhaltspunkte für deren Genesis dienen können. Als solche durch eruptive Entstehung bedingte Charaktere können angeführt werden:

1. massige Struktur, also das Fehlen echter Schichtung und schichtenförmiger Wechsellagerung, wie sie bei den Sedimentgesteinen ausgebildet ist, wenn auch plattenförmige Absonderung sowie sekundäre Flaserung und Parallelstruktur nicht ausgeschlossen sind (vergl. S. 180).

2. Abwesenheit von organischen Resten, während letztere als zahlreiche Einschlüsse, selbst als gesteinbildendes Material den Sedimentgesteinen einen ganz bezeichnenden Habitus verleihen, ohne dass jedoch alle geschichteten Gesteine reich an ihnen sein müssten.

3. Säulenförmige Absonderung.

4. Glasige, blasige, schlackige oder mandelsteinartige Struktur.

5. Glassubstanz zwischen und Glaseinschlüsse in den krystallinischen Mineralelementen eruptiver Gesteine, welche nur als Reste oder

als von den sich ausscheidenden Mineralindividuen umschlossene Teilchen des glutflüssigen Magmas aufgefasst werden können. Damit verbunden Fluktuationsstruktur, wie sie sich in glasigen und halbglasigen Gesteinen (Pechstein, Obsidian), sowie in der glasigen Basis körniger Gesteine (Basalt, Melaphyr) zeigt.

6. Durchgreifende Lagerung, also das Durchsetzen durch andere Gesteine, welches in Form von Gängen oder Stöcken geschehen kann und die Möglichkeit weiterer für die Eruptivgesteine bezeichnender Ausbildungsformen, also die Entstehung von Kuppen, Decken und Strömen und unter gewissen Bedingungen auch der Stratovulkane bietet.

7. Seitliche Injektionen der Eruptivmasse in deren Nebengestein (Apophysen), sowie Umhüllung einzelner von dem Eruptivmagma z. T. aus großer Tiefe emporgehobener Nebengesteinsbruchstücke.

8. Feinerwerden des Kornes nach den beiderseitigen Begrenzungs-, also Abkühlungsflächen zu, wo sich infolge sehr rascher Abkühlung sogar glasige Struktur oder wenigstens eine Zunahme der Glassubstanz einstellen kann.

9. Kontaktmetamorphosen, welche sich zuweilen von seiten der Eruptivmasse auf das Nebengestein oder auf umschlossene Fragmente geäußert haben und sich dann in Form von Frittungen, Verglasungen, Verkokungen, Umkrystallisierung und der Bildung von Kontaktmineralien kund geben.

Von allen diesen Merkmalen ist jedoch nur das Vorhandensein von Glasbasis und Glaseinschlüssen ein untrüglich sicherer Beweis für die Eruptivität eines Gesteines.

§ 4. **Die vulkanischen Gesteine.** Die vulkanischen Gesteine sind aus der Erstarrung von glutflüssigen Magmen hervorgegangen, welche auf Spalten aus der Erdtiefe emporgestiegen sind, sich auf der Erdoberfläche kuppig aufgestaut, decken- oder stromförmig ausgebreitet haben und z. T. gleichzeitig eine Zerspratzung in Sande, Lapilli und Bomben erfahren haben können. Ihre Lagerungsformen sind demnach Gänge, Kuppen, Ströme und Decken (durch spätere Bedeckung von Sedimenten Lager), verknüpft mit Ablagerungen vulkanischen Schuttes.

Die durch diese ihre oberflächliche Erstarrung bedingten, also für ihre vulkanische Natur charakteristischen Eigentümlichkeiten sind: 1. die Neigung zu porphyrischer Ausbildung. Diese beruht darauf, dass sich in dem emporsteigenden glutflüssigen Magma bereits innerhalb des Eruptionsschlundes Mineralindividuen ausschieden und zu oft beträchtlicher Größe anwuchsen, während der Rest des Glutflusses erst an der Erdoberfläche und deshalb rascher zu einer feinkrystallinen, dichten, felsitischen, glasigen oder glasreichen Grundmasse erstarrte und jene älteren Krystallausscheidungen als porphyrische Einsprenglinge umfasste; 2. die größere oder

geringere Beteiligung von Glas an der Zusammensetzung dieser Grundmasse, sowie die Führung von Glaseinschlüssen in den Krystallausscheidungen (vergl. S. 29); 3. die allgemeine Verbreitung von Fluidal-Erscheinungen, in welchen die fließende Bewegung des bereits Ausscheidungen führenden Magmas ihren Ausdruck findet; 4. das Auftreten schlackiger und blasiger Modifikationen, erzeugt durch das Entweichen von Gasen und Dämpfen aus der zähflüssigen Lava; 6. die Verknüpfung mit Ablagerungen von vulkanischen Auswürflingen (Tuffen), wie sie durch explosive Zerstäubung des glutflüssigen Magmas erzeugt werden.

Je nachdem die Eruption dieser vulkanischen Gesteine in die jüngsten geologischen Zeiträume, oder in ältere Perioden gefallen ist, unterscheidet man sie als jung- und altvulkanisch. In beiden scheint die glasige Beschaffenheit der Grundmasse ursprünglich eine viel allgemeinere gewesen zu sein, und erst infolge späterer Umwandlungsprozesse einer sekundären felsitischen Ausbildung Platz gemacht zu haben*).

Die Gruppe der jungvulkanischen Gesteine wird gebildet von den Lipariten, dem Nevadit, den Trachyten und Phonolithen, den Andesiten und Basalten der tertiären und jüngsten Vulkanberge und -gebirge nebst den Gläsern und Tuffen der genannten Gesteine.

Die Gruppe der altvulkanischen Gesteine umfasst die paläozoischen Vorfahren jedes einzelnen Gliedes der jungvulkanischen Gruppe (vergl. die Tabellen auf S. 56 und 58). Den Lipariten entsprechen die Quarzporphyre, dem Nevadit der Granitporphyr, dem Liparitpechstein der Felsitpechstein, den Trachyten die quarzfreien Porphyre, den Andesiten die Porphyrite, den Plagioklasbasalten und Doleriten die Diabase, Augitporphyrite und Melaphyre.

Die Analogieen zwischen beiden Reihen beschränken sich aber nicht auf Mineralbestand und Struktur, sondern wiederholen sich in den allgemeinen Lagerungs- und Verbandverhältnissen. Wie die jüngeren, so treten auch bereits die altvulkanischen Gesteine als Quellkuppen, namentlich aber ursprünglich als Decken und Ströme, jetzt als Lager auf, welche sedimentären Schichtensystemen regelmäßig eingeschaltet sind, mit ihnen wechsellagern und an allen Biegungen und Knickungen derselben teilnehmen. Auch Tuffbildungen finden wir bei den Eruptionen der Porphyrite, Melaphyre, namentlich aber der Diabase und Quarzporphyre, wieder. Die Melaphyre z. B. im Rotliegenden von Böhmen sind größtenteils echte, lavaartig geflossene Ströme mit blasiger Oberfläche und stehen mit gangartigen Durchbrüchen in ersichtlicher Verbindung. Die Umgebungen der letzteren sind dann gewöhnlich wahre Aschen- und Schlackenfelder. Mit der Eruption des Melaphyres waren zuweilen Auswürfe von schlackigen Bomben verknüpft, welche

*) A. Sauer. Erläut. z. Sektion Meißen d. geol. Spezialk. v. Sachsen. S. 81 u. 104.

jetzt, von Sandsteincement zusammengehalten, die Melaphyr-Bomben-Konglomerate in der Schichtenreihe des Rotliegenden bilden. Ähnliches gilt von den Porphyriten, sowie von den Quarzporphyren, deren z. T. nur wenige Meter mächtige, aber über große Flächen ausgebreitete Lager sehr gewöhnlich mit Tuffen vergesellschaftet zu sein pflegen. Letztere haben sich sogar während der Rotliegendzeit lokal zu wahren, unseren Stratovulkanen entsprechenden Schuttkegeln aufgetürmt (Rochlitzer Berg, Zeisigwald i. S.). Die in älteren geologischen Gebieten aufsetzenden, mitunter meilenlangen Porphyrgänge sind die Ausfüllung von Eruptionsspalten, über welchen sich das empordringende Quarzporphyr-Magma hier und dort zu Quellkuppen aufgestaut oder deckenförmig ausgebreitet hat. Unter ganz entsprechenden Verhältnissen treten die Diabase auf, nämlich als Lager zwischen silurischen und devonischen Schichtenkomplexen, z. T. mit gekrösartiger Lavaoberfläche, innig verknüpft mit Mandelsteinen (also früheren blasigen Laven), sowie mit nicht selten Versteinerungen führenden und schlackige Bomben umschließenden Tuffen, während sie anderorts ältere Gebirgsmassen gangförmig oder stockförmig (als »Necks«) durchsetzen.

Nach solchen Beobachtungen unterliegt die vulkanische Natur der Diabase, Melaphyre, Porphyrite und Porphyre nicht dem geringsten Zweifel, gleichgültig, ob ihre Eruption vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden hat: die jetzt lagerartige Gestalt der genannten Gebirgsglieder entspricht den vulkanischen Decken und Strömen der Neuzeit, Kuppen von Quarzporphyr sind vom geologischen Standpunkte nichts anderes, als solche von Liparit, die mandelsteinartigen Varietäten der Diabase und Melaphyre sind nichts, als einstmalige, schlackige und blasige Laven, die Pechsteine sind den Obsidianen ähnliche Erstarrungsmodifikationen, die Tuffablagerungen nichts als die Produkte vulkanischer, mit den Gesteinseruptionen verknüpfter Aschenregen, ein Teil der Melaphyr-, Quarzporphyr- und Diabaskonglomerate besteht aus vulkanischen, nicht selten schlackigen Bomben der betreffenden Gesteinsart, — kurz zwischen allen diesen Gesteinen und den vulkanischen Produkten der Jetztzeit ist mit Bezug auf ihre Entstehungsweise nur ein zeitlicher Unterschied.

§ 5. **Die plutonischen Gesteine: Granite, Syenite, Diorite, Gabbros und Norite.** Die genannten Gesteine sind innerhalb Spalten und unterirdischer Hohlräume (als Lakkolithe, Massivs) in der Erdtiefe erstarrt, ohne die Erdoberfläche zu erreichen. Mit der Gesteinswerdung in solcher Tiefenlage und unter den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen sind folgende charakteristische Eigentümlichkeiten der plutonischen Gesteine verknüpft*):

1. ihre vollkrystalline Ausbildung, d. h. die Erstarrung ihres

*) Rosenbusch. Massige Gesteine. 2. Aufl. 1886. S. 8 u. f.

ursprünglichen Magmas zu einem Aggregate von lauter krystallinen Mineralindividuen. Es entbehren somit die plutonischen Gesteine jener für die vulkanischen Gesteine so charakteristischen glasigen oder mikrofelsitischen Zwischenmasse (Basis), ebenso wie der Glaseinschlüsse. Nur aus den Quarzen der oberflächlichen Partieen des Granites von Predazzo sind dieselben bisher nachgewiesen worden *).

2. Die Entwickelung ihrer Gemengteile erfolgte derartig, dass die Bildung eines jeden derselben kontinuierlich, ohne Unterbrechung und Wiederholung verlief, also derjenigen der anderen Gemengteile vorherging oder folgte. Es gehören mit anderen Worten alle Individuen eines Bestandteiles einer Generation an. Durch diese Art der Ausbildung wird die körnige Struktur der plutonischen Gesteine erzeugt. Ihre Verfestigung beginnt mit der Krystallisation der Erze und accessorischen Gemengteile, darauf folgt die Ausscheidung der eisen- und magnesiahaltigen Silikate, dann diejenige der Feldspäte und endlich des Quarzes. Die Reihenfolge in der Bildung der Bestandteile ist demnach beim Granit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Turmalin, — Glimmer — Feldspäte — Quarz; beim Syenit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit — Hornblende, Pyroxen, Biotit — Feldspäte, Eläolith — (Quarz); beim Diorit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit — Hornblende, Biotit — Kalknatronfeldspat — (Quarz); beim Gabbro: Eisenerz, Apatit — Diallag und andere Pyroxene, Olivin — Kalknatronfeldspat.

3. Ausgedehnte Kontaktmetamorphosen des umgebenden Nebengesteines durch physikalische, seltener durch chemische, stofflich verändernde Einwirkung. Phyllite und Thonschiefer werden von Granit. Syenit und Diorit auf weitere Erstreckung zu Fruchtschiefern, Hornfels, Andalusit-Glimmerfels, Turmalin- und Chiastolithschiefern, — Kalksteine zu oft von Granat, Vesuvian und anderen Kontaktmineralien erfülltem Marmor umgewandelt.

Innerhalb selbständiger Gänge oder als Apophysen, sowie als randliche Fazies größerer stockförmiger Massen nehmen die plutonischen Gesteine nicht selten echt porphyrische Struktur an. So z. B. im Harze die Apophysen des Brocken- und Ramberggranites (Lossen), im Erzgebirge diejenigen der Granite von Geyer, Buchholz, Eibenstock (Sauer, Schalch), im Odenwald (Chelius), im Hohwald (Rosenbusch). Man hat diese Porphyrfazies des Granites als porphyrischen Mikrogranit, neuerdings auch als Granophyr bezeichnet. In einem ähnlichen Verhältnisse stehen die Minetten und Vogesite zu den Syeniten, sowie die Kersantite und Camptonite zu den Dioriten. Sehr gewöhnlich ist die Erscheinung, dass

*) A. Sigmund. Verhdlg. d. k. k. geol. R. 1878. S. 340. u. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1879. S. 305.

bei Apophysen, welche sich von Stöcken aus in das Nebengestein verzweigen, die Größe des Kornes mit der Mächtigkeit derselben abnimmt, was auch innerhalb der Gänge im Kontakte mit dem Nebengesteine der Fall zu sein pflegt.

§ 6. Veränderung des Nebengesteines durch Eruptivgesteine (Kontaktmetamorphose). Bei dem glutflüssigen Zustande, den die Eruptivgesteine besaßen, als sie von dem Erdinneren aus in die Erdkruste injiziert wurden, ist vorauszusetzen, dass sie auf ihr Nebengestein sowohl, wie auf die von ihnen umschlossenen Fragmente des letzteren eine umgestaltende, metamorphosierende Einwirkung ausgeübt haben. Dergleichen Veränderungen werden als Kontaktmetamorphosen bezeichnet*).

Als rein kaustische Einwirkungen von Seiten vulkanischer Gesteine machen sich dieselben zunächst in der Brennung, Frittung, Anschmelzung, Verglasung, Verkokung, Umkrystallisierung und säulenförmigen Absonderung des Nebengesteines und seiner Fragmente bemerkbar.

Die Erscheinung der Verglasung, Frittung und Brennung zeigt sich in vorzüglicher Deutlichkeit dort, wo vulkanische Gesteine, z. B. Basalte, Bruchstücke ihres Nebengesteines umschlossen haben. Dann sind diese nicht selten in kleine Fragmente zerborsten (»zerspratzt«), zu Glas um- oder angeschmolzen (randlich korrodiert), verschlackt, porzellanartig verhärtet, säulig zerklüftet, rotgebrannt oder entfärbt, ja es kann eine partielle oder vollständige Einschmelzung und Absorption der Einschlüsse bewirkt werden, an deren Stelle dann mineralische Neubildungen treten können. So sind in den Schmelzprodukten und Glasrinden von Fragmenten und Mineralspratzlingen innerhalb vulkanischer Gesteine Ausscheidungen von Augit, Hornblende, Cordierit, Feldspat, Tridymit, Rutil, Spinell, Magnetit zu stande gekommen und eben solchen Vorgängen verdanken z. B. die Kalksteinauswürflinge des Monte Somma ihre randliche Einschmelzung in zonar struierte Aggregate von Augit, Glimmer, Olivin u. s. w. Umschmelzende Einwirkungen zeigen sich ferner z. B. bei den Bruchstücken von Thonschiefer und Grauwacke, welche durch die Vulkane der Vorder-Eifel und des Roderberges oberhalb Bonn im Verein mit Bomben, Aschen und Lapillis ausgeworfen worden sind, ferner bei denen von Glimmerschiefer, Quarz und Gneiß aus den vulkanischen Schlackenanhäufungen des Kammerbühl bei Eger, welche zum Teil mit einer förmlichen Glaskruste bedeckt sind, während z. B. in den Sericitschieferfragmenten aus dem Basalte von Naurod bei Wiesbaden nur die aus Sericit und Chlorit bestehenden Lagen verglast und in Graniteinschlüssen oft nur die Glimmer geschmolzen und die Feldspäte gefrittet worden sind. Anderorts jedoch haben Basalte Fragmente von Granit, Porphyr, Gneiß randlich oder durch und durch in reines, grünes oder

*) J. Roth. Allgem. Geologie. III. S. 27—177. Mit vollständiger Litteratur.

schwarzes Glas umgeschmolzen (Rossberg i. Hessen, Löbau i. S.). Ganz ähnliche Einwirkungen haben die Basalte auf angrenzende Sandsteine. Mergel und Schieferthone ausgeübt, haben die Sandsteine entfärbt, zu einer emailartigen, glänzenden Masse gefrittet (z. B. an der Blauen Kuppe bei Eschwege), haben das thonig-kalkige Bindemittel gewisser Sandsteine zu Glas geschmolzen, während die Quarzkörner unversehrt geblieben sind (Oberellenbach in Niederhessen; Wildenstein bei Büdingen), haben Thone und Mergel in Porzellanjaspis oder Ziegel (z. B. bei Weida in Bayern; am Niederrheine) umgewandelt. Ein recht instruktives Beispiel einer von Trachyt bewirkten Kontaktmetamorphose liefert der Trachytlavastrom des Monte Tabor auf Ischia, welcher nebst seinem Liegenden am Nordufer der Insel an der Punta della Scrofa aufgeschlossen und in Fig. 86 wiedergegeben ist. In diesem Profile ist *a* der 10 m mächtige Trachytstrom, mit rauher und zackiger unterer Begrenzungsfläche; *b* = posttertiäre Meeresbildungen, bestehend zu oberst aus grauen, mergeligen Thonen (sogenannter Creta), in den tieferen Niveaus reich an Obsidian- und Bimssteinbomben. Im Kontakte mit dem Trachytlavastrom zeigen sich die mergeligen Thone 2 bis 3 m tief vollkommen gebrannt, haben ihre ursprünglich graue Farbe verloren und eine gelbe bis rote Färbung, zugleich aber eine ausgezeichnete, vertikal stengelige Absonderungsform angenommen (*b'*).



Fig. 86. Kontaktmetamorphose durch einen Trachytstrom. Punta della Scrofa, Ischia. (*H. Crd.*)

Sowohl Basalt, Trachyt und Phonolith, wie Melaphyr, Diabas und Porphyr haben an einer großen Anzahl von Punkten Veranlassung zur Verkokung, d. h. zur Umwandlung von Braunkohle in Steinkohle und Anthracit und von Steinkohle in Anthracit und graphitische Substanz gegeben. Ausgedehnter Bergbau hat derartige Verkokung namentlich schön am Meißner verfolgen lassen*). Das dortige im Durchschnitte etwa 20 m mächtige Braunkohlenflötz wird direkt von einer Basalt- und Doleritdecke überlagert (siehe Fig. 35, S. 153) und ist im Kontakte mit ihr stark metamorphosiert. Unmittelbar unter dem Basalte liegt eine dünne Schicht von Letten (Schwül), welche alle Erscheinungen vollkommener Brennung zeigt. Die direkt unter ihr lagernde Kohle ist in metallisch glänzenden Anthracit umgewandelt, darunter folgt stengelig abgesonderte Glanzkohle, unter ihr bröckelige glasglänzende Pechkohle, darunter wachsartig schimmernde Glanzkohle und

*) A. Fr. Moesta. Geol. Schilderung d. Geg. zwischen dem Meißner u. d. Hirschberge in Hessen. Marburg 1867. — F. Beyschlag. Bl. Allendorf. Berlin 1886. S. 37.

endlich dichte, dunkele Schwarzkohle, die in erdige, wertlose Braunkohle übergeht. Die Mächtigkeit dieser verschiedenen, durch Metamorphose von seiten des Basaltes und Dolerites hervorgebrachten Kohlenarten, d. h. also der Einfluss des Kontaktmetamorphismus beträgt 5,3 m. Die jurassische Steinkohle von Fünfkirchen in Ungarn ist durch ein diabasartiges Eruptivgestein auf 5 bis 10 cm Entfernung in kokähnliche Masse verwandelt. In Schlesien (z. B. Grube Fixstern bei Altwasser) hat der Quarzporphyr, bei Mähr. Ostrau und in der Rheinpfalz der Melaphyr die Steinkohle in Anthracit umgewandelt.

Eine sehr gewöhnliche Folge der von dem glutflüssigen Eruptivgesteine ausgehenden Erhitzung des Nebengesteines ist seine prismatische Absonderung, wie sie sich in ähnlicher Weise bei den den Schmelzraum umgebenden Gestellsteinen der Hochöfen auszubilden pflegt und im Kontakte von Basalt mit Buntsandstein (Wildenstein bei Büdingen), Quadersandstein (bei Zittau), Thon und Braunkohle (am Meißner), von Trachyt mit Steinkohle (Commentry), von Diabas mit Steinkohle (Fünfkirchen), von Phonolith mit Braunkohle (im nördlichen Böhmen), von Quarzporphyr mit Dolomit (Toscana), mit Kohle (Altwasser in Schlesien), von Melaphyr mit Kohle (Sulzbach in der Pfalz) beobachtet worden ist.

Ebenfalls nicht selten ist die von Eruptivgesteinen ausgehende Umwandlung gewöhnlicher dichter Kalksteine in zum Teil schneeweißen, krystallinisch körnigen Marmor, wobei die Schichtung verloren geht und die etwaigen organischen Reste derselben verwischt werden. Dies ist z. B. auf der Insel San Jago am Grünen Vorgebirge durch einen Lavastrom geschehen, wo er mit einem ganz jungen, aus Muschelschalen bestehenden Kalksteine in Berührung gelangte; ganz Ähnliches wiederholt sich auf der Insel Rathlin an der Küste von Antrim in Irland. Hier werden die Schichten der Kreide von zwei parallelen Basaltgängen dergestalt durchsetzt, dass diese durch ein 12 m breites Zwischenmittel von Kreide von einander getrennt werden (Fig. 87). Diese außerdem noch von einem etwa 0,3 m mächtigen Basalt-

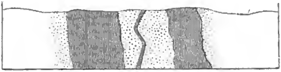


Fig. 87. Kreide im Kontakt mit Basalt in Marmor umgewandelt.

gange durchschnittene Zone ist vollständig in Marmor umgewandelt. Dasselbe ist mit der außerhalb der Basaltgänge befindlichen Kreide auf eine Entfernung von über 1 m geschehen, von wo aus ein ganz allmählicher Übergang in die gewöhnliche Kreide stattfindet. Die Versteinerungen sind

in der umkrystallisierten Kreide spurlos verschwunden. In ganz analoger Weise sind gewisse Kalksteine der Pyrenäen und Skandinaviens durch Granite und Syenite in Marmor umgewandelt worden. So gewährt z. B. die Schlucht Escabar in den Pyrenäen einen Einblick in eine höchst interessante Form der Kontaktmetamorphose*). Hier sind silurische Kalksteinfragmente von dem empordringenden Granit umhüllt und in ein höheres Niveau mitgenommen worden. Diese zum Teil etwa 0,3 m großen Bruchstücke sind in ihrem Zentrum genau von derselben Beschaffenheit, wie das in tieferen Regionen des Gebirges anstehende Muttergestein, und ebenso wie dieses von dunkelblaugrauer Farbe, nach außen zu aber wird ihr Gefüge immer krystallinischer, ihre Farbe zugleich eine immer hellere, bis schließlich der äußerste Saum des Fragments in einer Dicke von etwa 0,02 m aus einem ganz weißen und grobkrystallinischen Marmor besteht. In ganz analoger Weise sind nach v. Richthofen die Bruchstücke von Triaskalk im Augitporphyr bei Gröden in Südtirol nach außen in grobkrystallinisch-blätterigen Marmor umgewandelt, im Inneren noch dicht. Die analoge Erscheinung zeigt sich im Kontakte mit Basalt an Jurakalken von Streitberg, ferner mit Diabasgängen an den silurischen Kalksteinen der Umgegend von Kristiania, welche hier in schneeweißen Marmor metamorphosiert worden sind. Dass aber in der That dichte Kalksteine durch starke Erhitzung in Marmor umgewandelt werden können, sobald die Kohlensäure nicht entweichen kann, hat A. Becker durch neuerdings von ihm nach Hall's, Richthofen's u. G. Rose's Vorgang wiederholte Versuche bewiesen**). In dicht verschlossenen Gefäßen setzte er Pulver von künstlich gefälltem Kalkkarbonat und von Schlemmkreide eine Zeit lang der heftigsten Glühhitze aus, durch welche jenes, jedoch ohne zu schmelzen, in feinkörnigen Marmor umgewandelt wurde.

Mit der Kontaktmetamorphose unreinen Kalksteines in Marmor war nicht selten die Ausbildung von sog. Kontaktmineralien innerhalb des letzteren verknüpft und zwar namentlich von kalkhaltigen Silikaten, wie Granat, Vesuvian, Wollastonit, Skapolith, Prehnit, Epidot, Hornblende, Grammatit, daneben von Spinell, Titanit, Flussspat und Glimmer. Zu den bekanntesten derartigen Kontaktbildungen gehören diejenigen von Predazzo in Südtirol, wo durch Einwirkung des eruptiven Syenites der triadische Kalk in feinkörnigen Marmor verwandelt und letzterer stellenweise bis zu 3 m Entfernung von Brucit, Vesuvian, Granat, Gehlenit, Spinell, Glimmer, Magneteisen imprägniert ist. Ähnliche Kontaktmineralien finden sich am benachbarten Monzoni im Kontakte des dortigen Augitsyenites (Monzonites) mit dem in Marmor verwandelten Triaskalke. Dieselben besitzen hier die Neigung zu zonenartiger Anordnung und halten dann im allgemeinen die

*) F. Zirkel. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 108.

**) A. Becker. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1885. S. 122.

Reihenfolge Granat — Augit — Serpentin — Brucit mit Kalkstein (Predazzit) inne*). Auch der Tonalit des Adamello hat analoge kontaktmetamorphische Einwirkungen auf den benachbarten Muschelkalk ausgeübt**). Auf Elba, in Calabrien, in den Pyrenäen u. a. O. tritt ebenfalls Granat im Marmor an dessen Kontakt mit Granit auf. In besonders großartigem Maßstabe sind derartige und ähnliche Umwandlungserscheinungen im Kontakte mit den granitischen und syenitischen Eruptivgesteinen des südlichen Norwegens ausgeprägt***). Am Konerud-Berge, südwestlich von Kristiania, bildet der Granit einen flachen Lagergang im Silur, in welchen von dessen unregelmäßig welliger oberer Grenzfläche aus zahlreiche, zum Teil gegen 100 m lange Apophysen auslaufen. Die silurischen Schichten sind durch den Kontakt mit dem Granit vollkommen metamorphosiert, und zwar die Kalke in Marmor, die kalkigen Thonschiefer hingegen in buntstreifigen Kalksilikathornfels (Kalkhornfels), oder in ein krystallinisch schieferiges Gestein, dessen abwechselnd graue, grüne, braune und weiße Lagen unvollkommen ausgebildeten, schieferigen Massen von Granat, Epidot, sowie gneißartigen Gemengen aus Glimmer, Pyroxen, Quarz und Feldspat entsprechen. Cementnieren, welche in den silurischen Schiefern eingelagert auftraten, sind in braune Granatknollen und in Vesuvian umgewandelt, Graptolithenschiefer in Chiastolithschiefer. Die organischen Reste der metamorphosierten Schichten sind oft noch deutlich neben den neugebildeten Mineralien erhalten.

Ganz ähnliche Kontaktwirkungen hat der dichte Silurkalk von Miltitz i. S. von Seiten des Meißner Syenites erfahren, durch welchen er in ziemlich grobkrystallinen Marmor mit Granat, Vesuvian, Epidot, Zoisit, Augit, Hornblende, Biotit, Cordierit und Anthophyllit umgewandelt wurde. Auch der silurische Kalkstein von Berggieshübel i. S. hat durch den Granit eine Metamorphose in Marmor, z. T. aber auch in Tremolith, Aktinolith, Epidot, Zoisit und Magnetit führende Granat-Augitgesteine erlitten †).

Zu der nämlichen Gruppe von kontaktmetamorphischen Erscheinungen gehört die Umwandlung, welche die Phyllite und paläozoischen Thonschiefer im Bereiche der Granite, Syenite und Gabbros erlitten haben (s. S. 288). Innerhalb der Kontakthöfe dieser Schiefer rings um die

*) C. Doelter. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1875. S. 238. — J. Lemberg. Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 187, und 1877. S. 457. — v. Mojsisovics. Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 367 u. 378. — E. Reyer. Predazzo. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1881. S. 1.

**) R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878. S. 67 u. f.

***) W. C. Brögger. Die silur. Etagen 2 u. 3 im Kristianiagebiet etc. Kristiania 1883. S. 324—374.

†) A. Sauer. Erläut. z. Sekt. Meißen d. geol. Spezialk. v. Sachsen. S. 46. — R. Beck. Erl. z. S. Berggieshübel S. 54.

genannten plutonischen Gesteine lässt sich deutlich eine Zunahme der Intensität der Veränderungen wahrnehmen, welche in geradem Verhältnisse zu der Annäherung an das Eruptivgestein steht. In einem vollständig und normal ausgebildeten Kontakthofe verläuft die Umwandlung der Schiefer etwa folgendermaßen. Zuerst stellen sich in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche Körper ein; dieselben nehmen bei fernerer Annäherung an Menge und Dimensionen zu, während gleichzeitig die Schiefermasse eine Zunahme der Krystallinität wahrnehmen lässt, wodurch sich allmählich der ganze Habitus dem der Glimmerschiefer nähert. Zugleich treten die Knoten wieder mehr und mehr zurück und verschwinden endlich ganz, — aus dem Schiefer wird ein durch und durch krystallines Gestein, welchem zuweilen auch die schieferige Struktur vollkommen verloren geht und welches dann scharf gegen den Granit oder Syenit abschneidet. So lassen sich nach Rosenbusch *) innerhalb des Kontakthofes der Granitite von Barr-Andlau und des Hohwaldes (Vogesen) folgende drei Zonen unterscheiden (vergl. Fig. 88): 1. die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer

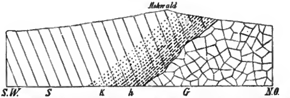


Fig. 88. Profil durch den Kontakt des Granitites und der Steiger Schiefer am Hohwald in den Vogesen. Nach *Rosenbusch*.

S = Steiger Schiefer. — *G* = Granitit. — *K* = Knotenthon- u. Knotenglimmerschiefer. — *h* = Hornfels.

mit unveränderter Schiefergrundmasse oder Knotenthonschiefer; 2. die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit deutlich gröber krystallin entwickelter Schiefergrundmasse oder Knotenglimmerschiefer; 3. die Zone der Hornfelse und zwar der vorwiegenden Andalusithornfelse. Die Breite des so ausgebildeten Kontakthofes schwankt zwischen 80 und 1200 m. Ähnliche Umwandlungsprodukte der Schiefer wiederholen sich in der Nachbarschaft der Granite und Syenite Sachsens, des Harzes, Cornwalls, der Bretagne, der Pyrenäen und vieler anderer Gegenden.

Die von den Granitstöcken von Eibenstock, Oberschlema, Aue und Lauterbach im Erzgebirge ausgegangene Kontaktmetamorphose der Phyllitformation haben K. Dalmer, M. Schröder und F. Schalch beschrieben **). Auch hier erleiden die Phyllite eine proportional mit der

*) H. Rosenbusch. Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone etc. Straßburg 1877.

**) Erläut. z. geol. Spezialkarte von Sachsen. Sekt. Lößnitz. S. 44; Sekt. Schnee-

Annäherung an die eben genannten Granite an Intensität zunehmende Reihe von Veränderungen, an denen sich von außen nach innen folgende Stadien unterscheiden lassen: 1. Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse; 2. Fruchtschiefer mit krystalliner Schiefermasse (lokal Chiastolithschiefer); 3. schieferige Glimmerfelse; 4. Andalusitglimmerfels, z. T. reich an Cordierit. Da sich nun die Granite von Eibenstock und Oberschlema in der Tiefe vereinigen, so wiederholen sich diese Kontaktzonen innerhalb des beiderseits vom Granite begrenzten und zugleich von demselben unterteuften Phyllites nicht nur oberflächlich nach den beiden Ausgehenden des Granites zu, sondern auch in vertikaler Rich-

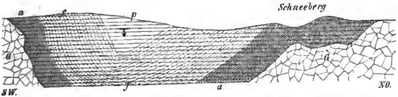


Fig. 89. Profil durch den Kontakt der Granite von Eibenstock und Oberschlema mit Phylliten bei Schneeberg im Erzgebirge. Nach *Dalmer*.

G = Granit. — *p* = unveränderter Phyllit. — *f* = Fruchtschiefer. — *a* = Andalusitglimmerfels.

tung (Fig. 89), was durch Beobachtungen in den dortigen Erzbergwerken auf das unzweifelhafteste nachgewiesen werden konnte.

Im Kontaktbereiche des Meißner Granit-Syenitmassivs und seiner elbthalgebirgischen Fortsetzung sind die südlich angrenzenden kambrisch-silurischen Schiefer in Andalusitglimmerfels, Andalusitbiotitschiefer, Magnetit-Quarzitschiefer, Cordierit-Biotitschiefer, Chiastolithschiefer und Fruchtschiefer, die Kalksteine in Marmor (s. S. 293), die eingelagerten Diabase in Diorite, die Diabastuffe in Strahlstein- und Anthophyllitschiefer sowie in Augit-Hornblendeschiefer umgewandelt worden (Sauer l. c. S. 40; Beck l. c. S. 43). Dahingegen kennzeichnet sich der Kontakthof des benachbarten Lausitzer Granitmassivs in der untersilurischen Grauwacke durch seine an neugebildetem Feldspath reichen, z. T. vollkommen gneißartigen Biotit-Muscovit-Quarzgesteine, ferner durch seine reichliche Führung von Cordieritknoten, sowohl in den schieferigen Kontaktgesteinen, wie in den krystallin gewordenen Grauwacken (Knotengrauwacken).

Die Kontakthöfe der Granitstöcke des Harzes (des Brocken- und Rammberg-Massivs) in den Thonschiefern, Grauwacken und kalkigen Gesteinen des Devons und Kulms bestehen nach Lossen zunächst den Eruptivgesteinen aus hellgrauem Hornfels, z. T. schuppig, glimmerschieferähnlich

berg. S. 33; Sekt. Kirchberg. S. 25; Sekt. Schwarzenberg. S. 111; Sekt. Johanngeorgenstadt. S. 93; Sekt. Falkenstein. S. 35; Sekt. Ölsnitz. S. 45.

mit viel weißem Glimmer, sowie mit Turmalin und Andalusit; lokal aus granatführendem Cordieritgneiß. Dann folgen braune z. T. gebänderte und gefleckte Hornfelse, lokal granatführend, und zu äußerst Fleck- und Knotenschiefer. Die Kalke und kalkigen Schiefer sind in Kalksilicathornfels mit Vesuvian, Granat, Epidot, Hornblende, Cordierit, Zoisit, Rutil, die eingelagerten Diabase in Amphibolit umgewandelt.

Ähnliche Kontakthöfe wie die erzgebirgischen Granite weisen die Granitstöcke des Burgberges bei Neustadt und des Hennberges im südöstlichen Thüringen auf (F. E. Müller).

Innerhalb derselben, sowie vieler anderer Kontaktzonen, wiederholt sich die Erscheinung, dass schwarze, kohlenstoffreiche Silurschiefer in Chiastolithschiefer umgewandelt worden sind. Einen auffällig hohen Gehalt an Cordierit besitzen die vom Adamello-Tonalit erzeugten Kontaktgesteine (Salomon).

Eine den altplutonischen Eruptivgesteinen ganz analoge Kontaktmetamorphose hat der jungtertiäre Dolerit von Rongstock bei Tetschen an den ihn umgebenden kretaceïschen Mergeln und zwar bis zu 800 m Entfernung ausgeübt*). Die erste Kontaktwirkung besteht in der Härtung der Mergel, dem Verluste ihrer Dünnschieferigkeit, dem Ersatz der organischen Reste durch körnigen Kalk, näher am Doleritstock tritt Epidot in Nestern ein, reiht sich dann zu parallelen Streifen an, ihm gesellt sich Granat zu bis endlich zunächst dem Kontakte dichte Kalksilicathornfelse entstehen.

Charakteristisch für die neugebildeten Bestandteile der Kontaktgesteine pflegt deren skelettartiger Aufbau zu sein, welcher darin besteht, dass dieselben von rundlichen, meist mikroskopischen Einschlüssen ihrer Nachbarmineralien erfüllt, durchspickt, siebartig durchbrochen sind.

Die Umwandlung der Schiefer von seiten des Granites und Syenites in die aufgezählten Kontaktgesteine beruht nach den vergleichenden analytischen Untersuchungen von Rosenbusch, Dalmer u. A. nur auf der molekularen Umlagerung der ursprünglichen Schiefersubstanz und in der gleichzeitigen Abnahme des Wassergehaltes, — nicht aber auf der Zufuhr neuer Mineralsubstanzen. Anders dürfte es sich mit der Bildung der Turmalinhornfelse und Turmalinschiefer verhalten, welche z. B. im Kontakte mit dem Albany-Granit in Newhampshire, sowie mit dem Turmalingranite von Eibenstock, dem Granit von Kirchberg und Lauterbach i. S., ferner in der Kontaktzone des Hohwaldgranitites auftreten. Hier scheint eine Zufuhr mindestens von Borsäure und Fluor stattgefunden zu haben. Letzteres gilt auch von der Topasierung, welche sich am Schlusse der Eruption des Granites sowohl auf letzteren, wie auf seine Nachbargesteine geltend gemacht hat (Schneckenstein, Geyer). Auf Exhalation von gasförmigen

*) J. E. Hibsch. Verh. d. k. k. geol. R. Wien 1889. S. 204.

Fluor- und Chlorverbindungen aus dem Granitmagma beruht auch die Entstehung der an die Granitmassivs gebundenen Zinnerzlagerstätten und die Umwandlung deren Nebengesteines in ebenfalls Zinnstein, Topas und Rabenglimmer führenden Zwitter und Greisen*).

Wesentlich verschieden von den Kontaktwirkungen der Granite und Syenite sind diejenigen des Diabases**). Dieselben äußern sich namentlich in der Herausbildung von harten, schieferigen, grün und rötlich gefleckten Spilositen, von grün, grau und rötlich gebänderten, ebenfalls schieferigen Desmositen, ferner von Hornschiefern, sowie von kieselschieferartigen, aber natronreichen Adinolen (siehe sub 56, S. 108 und sub 53, S. 103).

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 7. Entstehung und Material der Sedimentärgesteine. Als Sedimentärgesteine bezeichnet man Mineralaggregate, welche entweder aus einer wässerigen Lösung auskrystallisiert oder aus mechanischen Absätzen des Wassers hervorgegangen sind. Die meisten derselben sind Ablagerungen des Meeres, während Schichten, die durch Quellen und Flüsse, in Sümpfen und Seen gebildet wurden, nur eine untergeordnete Stellung einnehmen, wie sich dies aus dem Vergleiche der durch das Meer und die süßen Gewässer eingenommenen Areale ergiebt. Man rechnet hierher lediglich Bodensätze chemischen oder mechanischen Ursprunges, schließt aber Gangbildungen und Höhleninkrustationen aus.

Das Material aller Sedimentärgesteine stammt von der Zerstörung älterer, bereits vorhandener Gesteinsmassen durch die chemische oder mechanische Thätigkeit des Wassers. Ursprünglich, also in jenen entlegenen Zeiträumen, während deren sich das erste Wasser auf der Erdoberfläche kondensierte, war diese zerstörende Thätigkeit auf die Erstarrungskruste des Planeten beschränkt. Erst nachdem ihr das Wasser Stoffe entzogen, eine Zeit lang in Auflösung oder Suspension erhalten und in einer veränderten Gestalt wieder abgesetzt hatte, nachdem ferner eruptive Massen die Erdkruste durchbrochen und deren Oberfläche erreicht hatten, machte sich chemische Zersetzung und Auflösung, sowie mechanische Wegschwemmung auch auf diese geltend, um neubildend wirken zu können. Die jungen Gesteinsprodukte verfallen demselben Schicksale. Das Material der ursprünglichen Erstarrungskruste befindet sich demnach, wie aus der Schilderung

*) Erläut. z. geol. Spezialkarte v. Sachsen. Sekt. Altenberg-Zinnwald von K. Dalmer. 1890.

**) K. A. Lossen. Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 292; — 1870. S. 112; — 1872. S. 701. — E. Kayser. ebend. 1870. S. 103. — A. Schenck. Verh. d. nat. Vereins d. pr. Rheinlande. Bonn 1884. S. 53. — G. Greim. N. Jahrb. 1888. I. S. 1.

der geologischen Thätigkeit des Wassers im vorigen Abschnitte hervorgeht, im steten Kreislaufe und erscheint unaufhörlich in neuem Gewande und in neuer Form. Vermehrt und vervielfältigt wird dieses älteste Gesteinsmaterial einerseits durch die zahlreichen Eruptivgebilde, wie sie seit der Entstehung der ersten Erstarrungskruste, freilich in verhältnismäßig geringer räumlicher Ausdehnung, hervorgetreten sind, andererseits durch die Kohlensäure, welche allmählich der Atmosphäre entzogen wurde, und dann als solche oder als Kohlenstoff und Kohlenwasserstoff einen wichtigen Anteil an dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe nahm. Ähnliches gilt vom Wasser, welches sich in gleichem Schritte mit der Abkühlung der Erde auf dieser kondensierte und vermehrte. Auf dieser sich stets wiederholenden Reproduktion des mineralischen Stoffes beruht die verhältnismäßige Einförmigkeit des petrographischen Habitus der sedimentären Schichtenreihe, sowie die Unmöglichkeit, im allgemeinen das Alter eines Sedimentärgesteines an seinem petrographischen Charakter zu erkennen.

Die Prozesse der chemischen und mechanischen Zerstörung, des Transportes und Wiederabsatzes des Gesteinsmateriales durch das Wasser sind in vorhergehenden Abschnitten, namentlich S. 190, beschrieben worden. Aus jener Schilderung geht zugleich hervor, dass die Gesteinsbildung entweder in dem einfachen Wiederabsatze gelöster oder mechanisch fortgeführter Substanzen bestehen kann, oder aber, dass sie der Vermittelung von Organismen bedarf. In ersterem Falle erscheint das Gestein als eine bloße Anhäufung von Mineralstoffen und wird minerogen genannt, in letzterem ist es wesentlich oder ausschließlich aus den Überresten organischer Körper zusammengesetzt und wird, je nachdem diese solche von Tieren oder von Pflanzen sind, als zoogen oder als phytogen bezeichnet.

§ 8. **Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine.** Im Gegensatze zu den Eruptivgesteinen machen sich die Gesteine sedimentären Ursprunges als solche dadurch kenntlich, dass folgende Kennzeichen ihrer Mehrzahl nach vereint an ihnen vorkommen:

1. Schichtung und Wechsellagerung, also der Aufbau einer größeren Gesteinsmasse aus lauter einzelnen, zum Teil vollkommen verschiedenartigen, durch parallele Flächen begrenzten Lagen, Schichten, Bänken, wodurch sich eine successive Ablagerung und Bildung des Gesteines kundgiebt. Hand in Hand mit ihr geht oft eine den Schichtenflächen parallele schieferige Struktur der Gesteinsmasse. Schichtung vereint mit Schieferung und Wechsellagerung sind untrügliche Eigentümlichkeiten der Sedimentärgesteine. Auf den Schichtungsflächen stellen sich ferner Wellenfurchen, sowie Eindrücke von Regentropfen und Pseudomorphosen von Kochsalz ein.

2. Das zum Teil den Rest des Gesteinsmateriales überwiegende Vor-

kommen von Rollstücken, deren Entstehungsweise ohne Beihilfe des Wassers nicht gedacht werden kann.

3. Das Auftreten der Reste von Tieren und Pflanzen, welche, von Schlamm umhüllt, entweder als Abdruck erhalten oder in Mineralsubstanz umgewandelt wurden.

§ 9. **Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges** (Petrographische Geologie, S. 110 ff.). Sie bestehen gänzlich oder doch vorwaltend aus den Fragmenten, Gemengteilen und Verwitterungsrückständen älterer Gesteine, ohne dass jedoch mehr oder weniger reichliche Einschlüsse von organischen Überresten ausgeschlossen wären. Sie werden demnach von durch das Wasser zerkleinerten, zerriebenen, nach ihrer Größe gesonderten und geschlemmten Bruchstücken älterer Gesteine gebildet, welche der Mehrzahl nach durch ein weit jüngeres Cement verkittet sind.

Die hauptsächlichsten, die übrigen bei weitem überwiegenden Glieder der sedimentären Schichtenreihe, die thonigen und sandigen Gesteine und neben ihnen die Konglomerate und Breccien gehören dieser Abteilung an.

Mit Bezug auf Entstehung, Transport und Absatz des sie bildenden Gesteinsschuttes muss auf den Abschnitt über »mechanische Thätigkeit des Wassers« S. 222 verwiesen werden. Aus der Zertrümmerung der Gesteine durch den Frost und durch Bergstürze gehen Haufwerke von eckigen Gesteinsbruchstücken, durch Fortschwemmung und dadurch bedingte Abrundung der letzteren Rollstücke, durch fortgesetzten Weitertransport und damit Hand in Hand gehende Zerkleinerung kiesartige Körner, endlich noch kleinere Sandkörner hervor, während die feinsten Schlammteilchen in noch größere Entfernung getragen und als Schlammschichten abgesetzt werden. Die Größe der Gesteinsfragmente nimmt demnach mit der Entfernung von ihrem Ursprungsorte ab, ihre Abrundung hingegen in gleichem Schritte zu. Durch die Ablagerung der Rollstücke und Körner entstehen lose Accumulate. Werden die Zwischenräume zwischen ihren einzelnen Geröllen und Körnern durch eingeschwemmtes feines, thoniges oder sandiges Material oder durch den Absatz eines kalkigen, kieseligen, oder eisenschüssigen Cementes aus eindringenden Mineralsolutionen ausgefüllt, so dass die sonst losen Fragmente zu einem mehr oder weniger festen Gesteine verkittet werden, so entstehen aus dem Haufwerke von eckigen Fragmenten Breccien, aus denen von Rollstücken gröbere oder feinere Konglomerate, aus den Ablagerungen von Sand Sandsteine, während die Schlammschichten zu Lehm und Thon verhärten oder durch Überlagerung anderer Gesteinsmassen und den dadurch auf sie ausgeübten Druck zu festem Thon, Schieferthon und Thonschiefer und, falls sie kalkhaltig waren, zu Mergeln und Mergelschiefern zusammengepresst werden und zugleich Schieferung erhalten.

Im ausgedehntesten Maßstabe geht die Ablagerung sedimentären Mate-

riales auf dem Boden der Meere vor sich. Außerhalb des schmalen Gürtels echter Litoralgebilde sind innerhalb der Tiefsee zwei Zonen der Sedimentation zu unterscheiden*): 1. die Ablagerung der Uferzone. Hier herrschen die vom Kontinent stammenden (terrigenen) Produkte vor; es sind sandige Sedimente mit Beimengungen von thonigem, gallertartigem und organischem Material (Kieselskelette, Kalkschalen). Am verbreitetsten ist ein graublauer Sand-Schlamm, der lokal durch reichliche Aufnahme von Glaukonitkörnchen und Eisenoxydul grünliche, durch solche von Limonitkörnern braunrote Farbe annimmt. Die Breite dieser Uferzone variiert zwischen 90 und 450 km. 2. Die Ablagerungen der Hochsee (pelagische Sedimente) bestehen namentlich aus rotem Thon, welcher aus feinstem vulkanischen Staub und dessen Zersetzungsprodukten, ferner aus einer gallertartigen amorphen Substanz zusammengesetzt ist und häufig Körner und größere Konkretionen von Mangansuperoxyd umschließt**). Für große Strecken wird der rote Thon überlagert von organogenem Schlamm (Globigerinen-, Radiolarien-, Diatomeenschlamm; siehe diese).

§ 10. **Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges.** Die sicher als solche erkannten Gesteine spielen von dem Kambrium ab bis auf unsere Zeit mit Bezug auf ihre Mächtigkeit eine verhältnismäßig untergeordnetere Rolle in dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe. Chemischen Niederschlägen durch lokale Verdunstnng von Solutionen oder durch eingetretene Reaktion verdanken (stets abgesehen von Mineralbildungen in Drusen und Spaltenräumen) Kalktuff, Travertin, Erbsenstein, Rogenstein, Raseneisenstein, Bohnerz, sowie manche körnige Kalksteine und Dolomite, ferner Kieselsinter, krystallinischer Quarzsandstein, gewisse als normale Einlagerungen auftretende Spateisensteine und Brauneisensteine, Anhydrit, Gyps und Steinsalz ihren Ursprung. Von diesen ist die Bildung von Kalktuff, Travertin und Brauneisenstein bereits auf S. 216, die von Kieselsinter und Erbsenstein S. 159, die Entstehung der Minerallösungen aber, aus denen sich die sämtlichen genannten Gesteinsarten ausgeschieden haben, S. 193 u. f. besprochen worden. Es bleibt deshalb nur noch übrig, den Bildungsprozess etwas eingehender zu betrachten, aus welchem die Lagerstätten von Steinsalz, Gyps, Anhydrit, Kalkstein, Dolomit und krystallinischem Quarzsandstein hervorgegangen sind.

Die Lagerstätten von Steinsalz sind durch unmittelbaren Absatz aus dem Meereswasser oder aus den Gewässern von Binnenseen hervorgegangen, von deren in Lösung vorhandenen Bestandteilen Chlornatrium der hauptsächlichste war. Der durchschnittliche Salzgehalt des Meeres beträgt 3,6

*) Murray et Renard. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. 1884. III. S. 1 u. 25.

**) C. W. von Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. 1878. Bd. II. S. 189.

Prozent, welcher sich wie folgt verteilt: Chlornatrium 78, — Chlormagnesium 9,4, — Chlorkalium 1,7, — Bromnatrium 1, — schwefelsaurer Kalk 4, — schwefelsaure Magnesia 6.

In ruhig stehenden Salzlösungen sinkt die durch Verdunstung des Wassers an ihrer Oberfläche entstehende stärkere Sole zu Boden und sammelt und reichert sich hier an, so dass eine Zunahme des Salzgehaltes von der Oberfläche nach der Tiefe stattfindet. In offenen, an Strömungen reichen Meeren kann eine solche Konzentration nicht vor sich gehen, da einerseits infolge der Strömungen eine stete Mengung der salzreichen und salzarmen Gewässer stattfindet, andererseits die Flüsse das verdunstende Wasser wieder ersetzen. In Binnenmeeren jedoch, denen wenig Flusswasser zuströmt, findet derselbe Vorgang wie in einem Glasgefäße statt, wie hier senkt sich auch in ihnen eine gesättigte Steinsalzlösung auf den Boden, aus welcher Steinsalz auskrystallisiert und durch allmähliche Anhäufung ein Salzlager bildet. In regenreichen Zeiten, wenn die Zuflüsse durch suspendierte Thonteilchen getrübt sind, schlagen sich auf der Steinsalzablagerung Schichten von salzhaltigen Thonsedimenten nieder (Salzthon, Haselgebirge). In trockenen Perioden hingegen, wo mehr Wasser verdunstet als zugeführt wird, entstehen ausschließlich Steinsalzablagerungen, im Laufe der Jahre somit Schichtenfolgen von abwechselnden Steinsalz- und Thonschichten. Enthält das Wasser eines Beckens, in welchem ein solcher Verdunstungs- und Ablagerungsprozess vor sich geht, schwefelsauren Kalk, so musste sich dieser, da der Sättigungspunkt des Wassers durch schwefelsauren Kalk früher eintritt, als der durch Chlornatrium, ausscheiden, ehe der Absatz des Kochsalzes beginnt, der erst dann anhob, als das Meereswasser zu einer gesättigteren Kochsalzlösung eingedunstet war. Daraus erklärt sich einerseits, dass die Unterlage der Steinsalzlagerstätten sehr gewöhnlich Gyps oder Anhydrit ist, sowie dass, entsprechend dem Beginne des zeitweise unterbrochenen Verdunstungsprozesses, Gyps und Anhydrit in Zwischenlagen zwischen den einzelnen Salzschichten auftreten (wie in Stassfurt). Absätze von schwefelsaurem Kalke über solchen von Steinsalz rühren deshalb stets von neuen Wasserzuflüssen her. Finden sich Gyps- oder Anhydritlager als alleinige, nicht von Steinsalz begleitete Ablagerungen, so ist entweder die Verdunstung nicht bis zum Sättigungspunkte des Chlornatriums vorgeschritten oder das abgesetzte Steinsalz ist durch zufließende Wasser wieder in den aufgelösten Zustand zurückgeführt worden. Dass sich schwefelsaurer Kalk bald wasserfrei als Anhydrit, bald mit Krystallwasser als Gyps abschied, dürfte auf der Tiefe des betreffenden Beckens, also auf der Größe des Druckes beruhen, indem ein solcher von 10 Atmosphären hinreicht, den schwefelsauren Kalk aus seiner Lösung als Anhydrit auskrystallisieren zu lassen. Diese Verhältnisse sind auf dem Boden eines 107 m tiefen Sees gegeben.

Enthalten endlich die Wasser des Binnenmeeres, auf dessen Boden die

Steinsalzablagerung vor sich geht, außer Kochsalz und schwefelsaurem Kalke noch leichter lösliche Salze wie Chlormagnesium, Chlorkalium, Chlorcalcium, schwefelsaures Kali, schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia in Solution, so werden sich diese in den durch Verdunstung an Menge abnehmenden Gewässern konzentrieren und bei steter Ausscheidung des Chlornatriumgehaltes allmählich eine Mutterlauge bilden, aus welcher sie sich erst bei deren vollständiger Verdunstung als feste Masse ausscheiden und zu Boden sinken. Aus dem Eintrocknen eines ursprünglich salzige Bestandteile enthaltenden Binnenmeeres würde nach dem eben Gesagten hervorgehen: zu unterst eine Ablagerung von Gyps, darüber ein Schichtenkomplex von Steinsalz mit dünnen Lagen von Thon, Mergel oder Gyps und endlich zu oberst eine Ablagerung der am leichtesten löslichen schwefelsauren und Haloidsalze. Ein ganz analoger Vorgang ist der Siedeprozess der Salinen. Er beginnt mit einer Anreicherung der Sole durch Abdunstung, wobei sich Gyps als Pfannenstein absetzt; bei fortgesetztem Einkochen fällt reines Kochsalz nieder, während die leichtlöslichen Salze in der Mutterlange bleiben und beim weiter fortschreitenden Abdampfen sich ebenfalls ausscheiden würden.

Die beschriebenen Vorgänge können jedoch nur Salzablagerungen von verhältnismäßig sehr geringer Mächtigkeit liefern, da sie sich ausschließlich auf die Ausscheidung des Salzgehaltes des in dem eintrocknenden Becken enthaltenen Meereswassers beschränken. Die Entstehung von Salzablagerungen, wie die von Stassfurt und Sperenberg, deren Mächtigkeit 900 und 1200 m beträgt, wurde nur durch kontinuierliche Zuflüsse von salzhaltigen Gewässern ermöglicht. Dies kann entweder durch Flüsse, wie im Toten Meere, oder dadurch geschehen, dass Meeresbusen von bedeutender Tiefe durch Barren abgeschlossen werden, über oder durch welche gerade nur soviel Meereswasser eintreten kann, als an der Oberfläche zu verdunsten im stande ist. Auf diese Weise können Salzlager gebildet werden, deren Mächtigkeit nur von der Tiefe des abgeschlossenen Busens und von der Dauer der die Salzabscheidung bedingenden Verhältnisse abhängt*).

Ein solcher kontinuierlicher, durch salzhaltige Flüsse genährter Ablagerungsprozess geht im Toten Meere vor sich. Die Gewässer des letzteren befinden sich im Zustande einer infolge lang andauernder Verdunstung salziger Wasser entstandenen Mutterlauge, deren großer Chlormagnesiumgehalt (65 Prozent des Salzgehaltes, dieser 25 Prozent des Seewassers) darauf hindeutet, dass sich aus ihr bereits viel Chlornatrium ausgeschieden hat. Da dieser See nur Zuflüsse, aber keine Abflüsse hat, so kann das zugeführte Wasser nur durch Verdunstung entweichen und lässt demnach seinen Salz-

*) C. Ochsenius. Die Bildung der Steinsalzlager etc. Halle 1877. — Ferner N. Acta Leopold. Carol. Akad. 1878. Bd. XL. S. 123.

gehalt in ihm zurück. Der Jordan, der Hauptfluss der sich in das Tote Meer ergießenden Gewässer, ist unverhältnismäßig reich an aufgelösten Bestandteilen und zwar vorzugsweise an Chlornatrium und Chlormagnesium, von denen er in 100 000 Teilen von dem einen 52, von dem anderen 30 Teile enthält, und mit welchen er die den See bildende Lauge fortwährend anreichert. Aus dieser scheidet sich zuerst Steinsalz aus, während Chlorcalcium und Chlormagnesium zurückbleiben. Nun verliert aber das Wasser seine Fähigkeit Kochsalz zu lösen in demselben Grade, in welchem sein Chlormagnesiumgehalt zunimmt, die Ablagerung von Steinsalz geht deshalb bei der jetzigen Beschaffenheit des Wassers des Toten Meeres ununterbrochen vor sich, da ihm dieses Salz durch den Jordan und seine übrigen Zuflüsse immerfort zugeführt wird, trotzdem sein Kochsalzgehalt nur 8,31 bis 15,95 Prozent beträgt. Wir sehen somit im Toten Meere eine durch fluviatile Zufuhr von Salzwasser und durch Verdunstung des Wassers bedingte kontinuierliche Steinsalzbildung und zugleich die Entstehung einer Mutterlauge vor uns, welche in einer Tiefe von 200 m in 1000 Teilen 253 Teile Salze gelöst enthält und zwar, auf 100 berechnet: Chlornatrium 25,2, — Chlormagnesium 64,75, — Chlorkalium 3,4, — Chlorcalcium 4,3, — Brommagnesium 2, — Kalksulfat 0,3. Aus dem schließlichen Eintrocknen dieser Lauge bei etwaigem Abschluss aller Zuflüsse würde eine wesentlich aus Chlormagnesium, daneben aus Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlorkalium und Brommagnesium bestehende Salzablagerung resultieren.

Ganz ähnliches wie im Toten Meere geht in dem Elton- und dem Bogdo-See vor sich, welche zwischen Wolga und Ural in einer weiten Steppe liegen, in der sich ein Salzgebirge, der Tschaptschatschi, erhebt. Aus diesem fließen eine Anzahl von Salzbächen den genannten Seen zu. Da sie keinen Abfluss haben und das aufgenommene Wasser durch Verdunstung entfernt wird, so setzt sich das Kochsalz am Boden und an den Rändern der Seen zu festen Bänken ab. Die Bäche führen den Seen außer Chlornatrium auch Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaure Magnesia, sowie zur Frühjahrszeit Schlamm zu. Letzterer bildet dann dünne Lagen zwischen den Kochsalzbänken, während die leicht löslichen Salze das Seewasser bis zur konzentrierten Mutterlauge angereichert haben, welche im Eltonsee enthält: schwefelsaure Magnesia 5,32, — Chlornatrium 3,83, — Chlorkalium 0,23, — Chlormagnesium 19,75, — Wasser 70,87.

Der Große Salzsee von Utah ist der letzte Überrest eines ursprünglich 500 km langen, 200 km breiten Seebeckens, dessen Wasserstand, wie alte Uferlinien beweisen, bis 1000 Fuß über den jetzigen Seespiegel reichte*). Durch Verdunstung schrumpfte derselbe bis in seine jetzigen Grenzen zusammen und enthält jetzt bis 22,3 Prozent Salze und zwar namentlich Chlornatrium. An seinen Ufern scheiden sich feste Salzschichten ab.

*) Gilbert. Lake Bonneville. U. St. Geol. Survey. 1890.

Als Beispiel kontinuierlicher Salzablagerung in einem Busen, dessen verdunstender und salzabscheidender Inhalt durch Zuflüsse von Meereswasser über oder durch eine Sandbarre immer wieder ersetzt wird, kann der Adschi-Darja-Busen des kaspischen Meeres angeführt werden, dessen Boden von einer sich stets verdickenden Salz- und Gypsschicht bedeckt ist.

Die der geologischen Vergangenheit angehörigen Salzlager müssen auf ganz ähnliche Weise entstanden sein, repräsentieren also einstmalige Binnenseen oder durch Hebungen oder Sandbänke von dem Ozeane abgeschnittene Meeresbuchten, deren fluviatile oder marine Zuflüsse Salze in Lösung enthielten, jedoch nicht so beträchtlich waren wie die Verdunstung in dem Wasserbecken. Daraus geht hervor, dass die Bedingungen zur Bildung von Steinsalzlagern gegeben waren, so lange ein Meer die Erde bedeckte und Kontinente existierten. In der That verteilt sich das Vorkommen des Steinsalzes auf die gesamte Formationsreihe, wie in der S. 38 gegebenen Tabelle gezeigt worden ist. Ähnliches gilt vom Gyps und Anhydrit. Ein höchst instruktives Beispiel auf die oben beschriebene Weise entstandener Salzlagerstätten ist die von Stassfurt (siehe histor. Geologie; Perm).

Die hier mit Bezug auf ihre Entstehung zu betrachtenden Kalksteine sind körnig, dicht oder oolithisch. Fast sämtlich enthalten sie kohlensaure Magnesia entweder nur in Spuren, oder in reichlicherer Menge, so dass sich eine Gesteinsreihe derselben aufstellen lässt, in welcher der Magnesiagehalt sich allmählich von weniger als 1 Prozent bis zum Maximum von 21,75 Prozent steigert. Zwischen den echten Dolomiten und den magnesiahaltigen Kalksteinen und reinen Kalken lassen sich somit scharfe Grenzen nicht ziehen. Daraus, sowie aus der engen Verknüpfung und der Ähnlichkeit ihrer Vorkommnisse geht denn hervor, dass normale und magnesiahaltige Kalksteine keine wesentlich verschiedene Entstehungsweise gehabt haben können. Durch einfache Ausscheidung des kohlensauren Kalkes und der kohlensauren Magnesia aus den im Meere in Lösung befindlichen Bikarbonaten dieser Erden geht die Bildung der gesteinaufbauenden Kalkspat- und Dolomitspatkryställchen jetzt wohl nur ganz lokal in einzelnen der Verdunstung besonders stark ausgesetzten Buchten, vor sich, weil im allgemeinen keine der Bedingungen, unter welchen die Abscheidung derselben aus ihren Lösungen erfolgt, gegeben ist. Bei Kalk absetzenden Quellen findet eine Verdunstung von Wasser und eine Verflüchtigung der nur halbgebundenen Kohlensäure und dadurch eine Ausscheidung des kohlensauren Kalkes statt. Von dem Wasser unserer heutigen Meere jedoch müssten 75 Prozent verdunsten, ehe sich kohlensaurer Kalk abscheiden würde, ein Vorgang, der sich nur bei einem eintrocknenden Binnenmeere denken ließe. Ein ähnlicher Prozess mag sich jedoch in den Ozeanen der ältesten Perioden bethätigt haben. Damals waren die atmosphärischen Niederschläge kohlensäurereicher als jetzt, da sie ihren Weg durch einen Luftkreis machen mussten, in welchem sich die meiste Kohlensäure,

die heute den Karbonatgesteinen als solche, in den Pflanzen und Kohlengesteinen, sowie im Graphit als Kohlenstoff, im Bitumen als Kohlenwasserstoff der Erde einverleibt ist, noch in gasförmigem Zustande verteilt befand. Diese an Kohlensäure reichen Regenwasser mögen auf die Kalk- und Magnesiasilikate der Erstarrungskruste in hohem Grade zerlegend eingewirkt und dem Meere stark konzentrierte Solutionen von Kalk- und Magnesiakarbonaten zugeführt haben. Bei dem Mangel an Kalk absondernden Tieren und Pflanzen jener ältesten Zeiten der Erdgeschichte kann endlich lokal der Konzentrationsgrad erreicht worden sein, bei welchem sich die Kalk- und Magnesiakarbonate als das Material der dolomitischen Kalksteine abschieden. Die Bildung des letzteren lässt sich ferner auf die Weise denken, dass eine Zersetzung des Chlorcalciums und Chlormagnesiums im Meereswasser durch die von der Zersetzung der Silikatgesteine herrührenden Karbonate, und zwar namentlich durch kohlensaures Natron stattfand. Einigermaßen klare Anschauungen über die Genesis dieser Urkalke fehlen uns noch (siehe § 12).

Neues Licht scheinen jedoch die Forschungen auf dem Grunde unserer Ozeane auf die Bildungsweise der Kalksteine der versteinerungführenden Formationen zu werfen. Wie auf S. 269 erwähnt, wird der Boden fast aller Ozeane bis zu einer Tiefe von 5300 m von Globigerinenschlamm bedeckt, der aus 50—70 Prozent kohlensaurem Kalk, 20—30 Prozent Kieselsäure und 20—30 Prozent Thonerde besteht. In noch größerer Meerestiefe geht dieses wesentlich aus Foraminiferengehäusen zusammengesetzte, also zoogene Sediment unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure des Meereswassers allmählich in einen aus winzigsten Fragmentchen jener Foraminiferenschalen bestehenden grauen Kalkschlamm über, der bei seiner etwaigen Verfestigung zu Kalkstein nur sehr wenig wohlerhaltene Reste seiner Erzeuger aufweisen und die größte Ähnlichkeit mit marinen Kalksteinen früherer Formationen besitzen würde. Man darf deshalb vielleicht annehmen, dass es in früheren geologischen Perioden ganz ähnliche Kalkschlammmassen waren, aus welchen durch Umbildungsprozesse und Verfestigung zahlreiche Kalksteinkomplexe älterer und jüngerer Formationen hervorgegangen sind. Namentlich mag der Kalkschlamm der Tiefsee nachträglich durch die Einwirkung der durch Verwesung gelieferten Kohlensäure eine durchgreifende Umbildung erfahren haben, indem die zoogenen Ausscheidungsprodukte in krystallinische Teilchen übergeführt wurden, — ähnlich wie dies z. B. an Korallenriffen zu beobachten ist, wo die von den Wogen zu Pulver zerriebenen Korallensande sich, offenbar durch Wirkung der Kohlensäure, krystallinisch umbilden. Die Umformung von Algen-Kalken in dichten Kalkstein unter gleichzeitigem Verlust ihrer ursprünglichen Knollen- und Zellenstruktur hat Walther*) an den Nulliporen-Kalken Siciliens

*) J. Walther. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329.

verfolgt, diesen Vorgang auf die Einwirkung der von der verwesenden Cellulose der Kalkalgen gelieferten Kohlensäure zurückgeführt und hält die gleiche Entstehungsweise, also Umkrystallisierung mächtiger phytogener Kalkbänke mit Hilfe der in ihnen erzeugten (endogenen) Kohlensäure, für andere dichte strukturlose Kalksteine (z. B. des Dachsteinkalkes) für wahrscheinlich. Nach Obigem würde die Ausscheidung des ursprünglichen Materiales der meisten Kalksteine vom Silur bis jetzt auf die Vermittelung von Organismen, die jetzige strukturelle Beschaffenheit dieser Gesteine auf spätere Umbildungsvorgänge zurückzuführen sein.

Was die Rogensteine und Oolithe betrifft, so kann über deren Entstehungsweise durch Ausscheidung aus Lösungen ein Zweifel nicht obwalten, da ihre konzentrisch-schalige und radial-faserige Struktur keine andere Deutung möglich macht, wenn auch der erste Anstoß zum Beginn des lagenweisen Absatzes von einem bereits vorhandenen minerogenen oder zoogenen Körnchen ausgegangen sein mag. Thatsächlich ist die Bildung rezenter mariner Oolithe am Strande von Canaria (v. Buch) und des roten Meeres (Walther) beobachtet worden.

Die krystallinischen Quarzsandsteine besitzen eine ziemlich große Verbreitung in der sedimentären Schichtenreihe der Erdkruste. Es bestehen nicht nur ganze Schichten und Schichtensysteme (in der Braunkohlen-, Quader-, Buntsandstein-, Kohlen- und untersilurischen Formation) aus lauter mehr oder weniger vollständig ausgebildeten Quarzkrystallen, sondern sehr häufig zeigen sich auch krystallinische Quarzindividuen in größerer oder geringerer Anzahl dem echten klastischen Sandsteine vieler Formationen, sowie den Quarziten des vorsilurischen Schichtensystemes beigemengt. Die gesteinbildenden, scharfkantigen, klaren, zum Teil fast farblosen Quarze können nur durch direkte chemische Ausscheidung aus einer Lösung von Kieselsäure oder durch Reaktion von z. B. schwach kohlensäurehaltigem Wasser auf außerordentlich verdünnte Alkalisilikatsolution hervorgegangen sein.

Auch die Thonschiefer und Schieferthone, sowie die Thone und Mergel scheinen nicht rein klastischen, sondern zum Teil krystallinischen Ursprungs zu sein. Neben den staubartigen Fragmenten älterer zerstörter Gesteine tritt nämlich eine in den paläozoischen Thonschiefern nicht unbedeutende, stellenweise sogar vorwaltende Menge von mikroskopischen Hornblende-, Glimmer-, Rutil- und Quarzindividuen auf. In geringerer Anzahl sind solche krystallinische Gemengteile auch in den Schieferthonen jüngerer Formationen, sowie im recenten Tiefseeschlamm vorhanden.

§ 11. **Zoogene und phytogene Sedimentgesteine.** In dem Abschnitte über den Einfluss des organischen Lebens auf geologische Vorgänge ist S. 267 gezeigt worden, dass die Thätigkeit vieler Tiere und gewisser Pflanzen darauf gerichtet ist, durch Abscheidung von kohlensaurem Kalke,

den sie zu ihrem Gerüste oder Gehäuse benutzen, den Gehalt des Meeres an Kalkbikarbonat und an Kalksulfat in stetem Gleichgewichte zu erhalten. Dieselbe Aufgabe wie heute lag ihnen auch in früheren Perioden ob, wir finden deshalb in allen Formationen, welche überhaupt Reste organischer Wesen führen, teilweise oder fast ganz ausschließlich aus kalkigen Teilen ihrer Körper gebildete Kalksteine. Die wesentlichsten der gesteinbildenden Organismen und der vorwiegend durch ihre Vermittelung hervorgegangenen Kalksteine sind nun folgende:



Fig. 90. Gyroporellenkalk aus dem oberschlesischen Muschelkalk. Nach *Gümbel*.

Kalkalgen, — die Nulliporenkalke im Tertiär des Wiener Beckens, Siciliens und Algeriens, sowie in der obersten Kreide von Paris; die Gyroporellenkalke in der Trias der bayerischen und tiroler Alpen, Oberschlesiens, des Vicentinischen, in der Kreide des Libanon (Fig. 90).

Foraminiferen, — die Nummulitenkalke (Fig. 92) und Miliolidenkalke des Tertiär, die weißen Foraminiferenmergel im Pliocän von Calabrien und Sicilien, die Schreibkreide (Fig. 91), der Kreidetuff



Fig. 91. Geschlemmte Schreibkreide von Meudon mit Foraminiferen (Textularia, Globigerina, Rotalia). 300malige Vergrößerung. Nach *Zittel*.

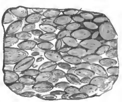


Fig. 92. Nummuliten-Kalkstein aus dem unteren Tertiär.

und viele Glaukonitsande der kretaceïschen Formation, der Fusulinenkalk der russischen und nordamerikanischen Kohlenformation.

Spongien, — die Spongitenkalke des weißen Jura von Franken und Schwaben, der Schweiz und Ostfrankreichs.

Polypen, — der Korallenkalk des Obersilurs von Gotland, des Devons von Belgien, des weißen Jura in Hannover, Schwaben, Schweiz und England, der Kreide Jütlands und Seelands, sowie Südfrankreichs.

Echinodermen, — die Encriniten-(Trochiten-) Kalke der Trias, die Crinoidenkalke der nordamerikanischen Kohlenformation.

Mollusken, — die Terebratelbänke, Gervillienbänke des

Muschelkalkes, Gryphäenkalke des Lias, Cyrenenkalke des Wealden, Hippuritenkalke der Kreide, Cerithienkalke und Litorinellenkalke des Tertiär.

Würmer, — der Serpulit des Deisters, Bryozoënschichten des Ofener Mergels und der oberen Kreide von Mastricht und New-Jersey.

Auch gewisse **Wirbeltiere** haben durch Anhäufung ihrer Skeletteile und ihrer Exkremente (Koprolithen) zur Bildung von Gesteinsschichten fast ausschließlich beigetragen. So besteht das Bonebed der obersten Trias aus Knochen- und Zahnfragmenten von Labyrinthodonten und Ganoidfischen, — die Knochenbreccie auf dem Boden mancher Höhlen aus Skeletteilen von Bären und Hyänen, diejenige in Spalten der italienischen und griechischen Kalkgebirge aus Rhinoceros-, Hippopotamus- und Hirschresten, — der Guano aus Exkrementen von Vögeln.

Der vegetabilische Ursprung der Braunkohle, Steinkohle, des Anthracites und Graphites, der Naphtha und des Petroleums, des Bitumens, vieler Brandschiefer, des Asphaltes ist S. 270 u. f. besprochen worden. Neben diesen und den oben genannten Hauptrepräsentanten der phytogenen Gesteine treten einige andere mit Hilfe pflanzlicher Lebensthätigkeit vor sich gegangene Gesteinsbildungen, nämlich die aus Diatomeenpanzern bestehenden Kieselguhr, Polierschiefer, Tripel (S. 263) stark in den Hintergrund.

§ 12. **Die Ansichten über die Entstehung der archäischen krystallinischen Schieferformationen.** Wir haben bisher eine Reihe von Gesteinen betrachtet, deren Ursprung wir großenteils mit anscheinender Sicherheit erklären konnten. Außer diesen aber existieren an der Basis unserer Formationen mächtige Schichtenreihen von Gneißen, Glimmerschiefern, Phylliten, Hornblendeschiefern, Chloritschiefern, Talkschiefern und Granuliten mit zwischengelagerten Granitgneißen, Marmor, Graphit und Erzmassen, über deren Entstehungs- und Bildungsweise die Ansichten der Geologen noch unklar und unbestimmt sind und zum Teil weit auseinander gehen*). Die ursprünglich sedimentäre Entstehungsweise aller dieser archäischen Gneiß- und krystallinischen Schieferkomplexe kann nicht bezweifelt werden: in ihrer Parallelabsonderung, in ihrer Bankung und in der Parallelität, welche das ganze Gesteinsgefüge beherrscht, tritt uns eine ebenso echte Schichtung entgegen, wie die der versteinerungführenden Thonschiefer, Kalke, Schieferthone und Sandsteine; in Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung wiederholen sich oft bis ins kleinste zahllose Wech-

*) J. Roth. Über die Lehre vom Metamorphismus und die Entstehung der krystallinischen Schiefer. Berlin 1871. u. Allg. Geologie III. 1890. S. 7. — C. W. Gümbel. Ostbayer. Grenzgeb. Gotha 1868. S. 166 bis 183. — H. Rosenbusch. Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. 1889. II. S. 81.

sellagerungen der verschiedenartigsten Gesteine; zwischen Gneißen und Glimmerschiefern treten regelmäßige Lager von sandsteinähnlichem Quarzit, von krystallinen Grauwacken und von Konglomeraten auf; in größter Regelmäßigkeit wechsellagern Gneiße und Granulite der mannigfachsten Varietäten mit Chlorit-, Talk-, Glimmer-, Quarzit- und Hornblendeschiefern; dazwischen treten Einlagerungen von Serpentinen und Granitgneiß, Flötze von krystallinischem Kalkstein, Magneteisenerz und Graphit, sowie Komplexe von Graphitschiefern auf, endlich gehen die Gneiße in Glimmerschiefer, diese in Phyllite und diese wiederum nach ihrem Hangenden zu in versteinerungführende kambrische Schichten über, — alles Erscheinungen, welche für eine sedimentäre Entstehung der betreffenden Gneiße und krystallinischen Schiefergesteine sprechen. Ihr heutiger Gesteinscharakter ist jedoch nach Ansicht vieler Geologen nicht der ursprüngliche, vielmehr verfiel das anfänglich klastische und nichtkrystalline Material im Laufe der Zeit einer Umwandlung, einer Metamorphose, aus welcher die krystallinische Struktur und der petrographische Habitus, wie ihn die Gneiß- und krystallinische Schieferreihe heute zeigt, resultierte.

Diesen Umwandlungsprozess hat man als **allgemeinen Metamorphismus** oder als **Regionalmetamorphismus** bezeichnet. Über die Natur und die Ursachen desselben gehen jedoch die Anschauungen weit auseinander. Von den Einen wird er als das Resultat der vom glutflüssigen Erdinneren heraufwirkenden hohen Temperatur, von Anderen als das Resultat intensiver Druckkräfte, von noch Anderen als das Resultat hydrochemischer Prozesse, d. h. chemischer, durch in die Tiefe eindringende Sickerwasser eingeleiteter Vorgänge, mit anderen Worten einerseits als eine Reaktion des Vulkanismus, andererseits als eine solche der Atmosphärilien betrachtet.

Plutonischer Regionalmetamorphismus. Nach der von Hutton ausgegangenen, später namentlich von Lyell und v. Cotta vertretenen Ansicht ist der Metamorphismus des ursprünglichen Sedimentärmateriales die Folge einer langsam wirkenden Erhitzung durch die innere Erdwärme, wodurch unter zugleich stattfindendem Drucke der überlagernden Schichtenkomplexe eine Schmelzung der untersten und eine innere Umkrystallisierung, Stoffwanderung und Strukturveränderung der ein höheres Niveau einnehmenden Gesteinsmassen bedingt war. Bei diesem Prozesse wird einerseits den Wassern, welche anfänglich die Poren der Sedimentgesteine anfüllten, die Wärmeleitungsfähigkeit derselben vergrößerten und somit als Vehikel für die Wärme, zugleich aber in ihrem überhitzten Zustande als Auflösungs- nnd Zersetzungsmittel dienten, andererseits den Gasen und Dämpfen, welche dem glutflüssigen Erdkerne entweichen und das Gestein durchdringen, als umgestaltenden Ursachen eine große Rolle zngeteilt. Die Vorgänge bei dem plutonischen Regionalmetamorphismus würden also

ähnliche sein, wie diejenigen der Kontaktmetamorphosen von seiten der Eruptivgesteine (S. 289), nur dass sie von einem allgemein wirkenden Wärmequell, dem glutigen Erdinneren ausgehen würden. Da nun der metamorphosierende Einfluss des letzteren von innen nach der Peripherie hin an Intensität abnimmt, so sind die am tiefsten liegenden Schichten am meisten durch dieselbe beeinflusst und umgestaltet worden. Deshalb liegt der Gneiß zu unterst, darüber folgt der Glimmerschiefer, Chlorit-, Talk- und Hornblendeschiefer und endlich der dem Schieferthon noch am ähnlichste Phyllit. Erfolgte aber, statt einer nur teilweisen Erweichung oder Umkrystallisierung, eine vollständige Schmelzung des ursprünglich sedimentären Gesteinsmateriales, so konnte dieses in plastischem Zustande, ähnlich wie unsere vulkanischen Laven, auf Spalten empordringen und zu G r a n i t und S y e n i t erstarren.

Diese Theorie setzt voraus, dass bedeutende, vom Erdinneren ausgehende Temperaturen allmählich in ein höheres Niveau, nämlich in das durch die Sedimentalablagerungen der ältesten Ozeane eingenommene, hinaufgerückt seien, und erklärt dies dadurch, dass infolge einer Erhöhung der Erdoberfläche durch Ablagerung mächtiger Schichtensysteme die konstanten Temperaturen der Erdkruste (chthonisothermen Flächen) nach oben gestiegen seien. Auf diese Weise werden die Temperaturen der ursprünglich oberflächlichen Gebilde durch Überlagerung von seiten eines 3300 m mächtigen Schichtenkomplexes um 100° C. (siehe S. 10) gesteigert.

Tektonischer Regionalmetamorphismus. Mehrorts, aber doch immer in räumlich engbegrenzten Gebieten, hat sich konstatieren lassen, dass normal ausgebildete Schichten, dort wo sie besonders intensiven Druckwirkungen, also komplizierten Lagerungsstörungen durch den Prozess der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, zugleich einen krystallinen Habitus angenommen haben (S. 179). Derartige Beobachtungen gaben Veranlassung, die Erscheinungsweise der gesamten krystallinen Schiefer überhaupt ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben und die Erwerbung ihres krystallinischen Charakters auf energische Stauchung, Faltung und Pressung, welche die ursprünglich klastischen Schichten erlitten hätten, sowie auf damit verbundene Gleitungen und durch den Druck erzeugte Wärmewirkungen zurückzuführen. Ja, man ist soweit gegangen, ganze Gebiete archäischer Gneiße, Granulite und krystallinischer Schiefer als durch Druck metamorphosierte Eruptivgesteine hinzustellen. Alle diese Hypothesen über so weit gehenden und sich gleichmäßig über gewaltige Areale geltend machenden mechanischen Metamorphismus durch gebirgsbildenden Druck (Dynamometamorphismus) entbehren jedoch der überzeugenden Begründung. Wider sie zeugt schon allein die Thatsache, dass manche hochkrystalline archäische Gebiete eine höchst einfache, wenig gestörte Tektonik aufweisen, während benachbarte Silur- und Devonareale trotz gewaltsamster Faltung, Knickung, Überschiebung,

Verquetschung und Transversalschieferung ihren ursprünglichen Habitus als Thonschiefer, Grauwacke, Sandstein und gemeiner Kalkstein fast unverändert beibehalten haben.

Hydrochemischer Regionalmetamorphismus. Im Gegensatze zu diesen Ansichten über den Ausgangspunkt und die Vorgänge des Metamorphismus ganzer Schichtensysteme abstrahiert die hydrochemische Theorie des allgemeinen Metamorphismus, wie sie vorzüglich von Bischof gelehrt wurde, von einer plutonischen Hitze- oder Druckeinwirkung, erkennt in langandauernder Durchwässerung die Ursache dieses großartigen Gesteinnmwandlungsprozesses und schreibt dieser die stattgehabte substanzielle Veränderung und Umkrystallisierung der metamorphischen Schichten zu. Danach ist dieser Vorgang die sich in der Erdtiefe bethätigende Fortsetzung der in den oberflächlichen Niveaus der Erdkruste als Zersetzung und Auflösung sich geltend machenden chemischen Thätigkeit des Wassers (s. S. 193 u. f.). Letzteres, Kohlensäure und Sauerstoff enthaltend, dringt nach seinem Niederschlage aus der Atmosphäre durch die Gesteine nahe der Erdoberfläche, wo ihm durch stattfindende Oxydationsprozesse der Sauerstoff, durch Zersetzung gewisser Silikate die Kohlensäure entzogen wird, bis beide Gase, nachdem das Wasser einen längeren Weg in die Tiefe zurückgelegt, allmählich ganz aufgezehrt sind, und jene Zersetzungen aufhören müssen. Dahingegen haben sich die Gewässer mit löslichen Mineralsubstanzen beladen, welche, in tiefer liegenden Schichten angelangt, Veranlassung zu Gesteinsveränderungen geben. Auf diese Weise in Lösung zugeführte Alkali- und Kalksilikate verbinden sich mit bereits vorhandenen Thonerde- und Magnesiasilikaten zu zusammengesetzten Silikaten (z. B. Feldspat, Glimmer), welche sich, da dieser Prozess außerordentlich langsam vor sich geht, krystallinisch ausscheiden. Enthalten einfache Silikate, welche sich mit einander verbinden, Kieselsäure in größerer Menge, als die aus denselben entstehenden Doppelsilikate, so erfolgt bei diesem Vorgange eine Ausscheidung des Quarzes. Die hydrochemische Gesteinsmetamorphose besteht demnach in der Zuführung von Minerallösungen aus oberflächlichen Niveaus in tiefere, ferner in dem Vollzug gegenseitiger Verbindungen und Zersetzungen zwischen jenen Solutionen und dem durchwässerten Gesteinsmateriale und endlich in der daraus hervorgehenden, langsamen und deshalb krystallinischen Neubildung von Mineralien, also in Summa der vollständigen Umgestaltung der chemischen Zusammensetzung, der petrographischen Konstitution und der Strukturverhältnisse des ursprünglichen Gesteines. Dieser Prozess erfordert, wenn auch unterstützt durch den Druck überlagernder Schichten und die Temperaturzunahme der Erdtiefe, enorme Zeiträume. Die folgerichtige Konsequenz dieser Theorie ist, dass z. B. aus ein und demselben Kalksteine, je nach der Natur der in ihm zirkulierenden Mineralsolutionen und der dadurch eingeleiteten chemischen Prozesse, sich an der einen Stelle ein Pyroxen- oder Amphibol-

gestein, an der anderen ein Granat- oder Epidotgestein, an einer dritten ein Quarz- oder Feldspatgestein entwickeln kann.

Ein Haupteinwurf gegen die Theorie vom hydrochemischen Metamorphismus beruht darauf, dass sie enorme und zwar längere Zeiträume, als z. B. vom Silur bis jetzt verflossen sind, für die Umwandlung der Gesteine infolge allgemeiner Durchwässerung voraussetzt, denn alle Formationen vom Silur bis jetzt befinden sich, wo sie normal ausgebildet sind, noch nicht im Zustande des Metamorphosiertseins. Nun enthalten aber alle paläozoischen Formationen, so namentlich auch das direkt auf die krystallinische Schieferformation folgende kambrische und silurische Schichtensystem, Rollstücke sowohl von Gneißen als auch von krystallinischen Schiefern, welche genau denselben Habitus besitzen, wie ihr Muttergestein. Der beanspruchte langwierige hydrochemische Metamorphosierungsprozess der vorsilurischen Formationen war also beim Eintritt der Erde in die kambrische Periode bereits vollendet, konnte deshalb keine langen Zeiträume in Anspruch genommen haben. Wäre aber dieses letztere der Fall, so müssten alle unsere paläozoischen Formationen schon längst in krystallinische Schiefer und Gneiße umgewandelt sein.

Ursprünglich krystallinische Entstehungsweise und Diagenese*). Außer diesem eben angeführten Grunde haben einige Geologen noch eine Anzahl anderer Einwürfe geltend gemacht, welche sie veranlassen, sich dagegen zu erklären, dass überhaupt eine derartige allgemeine Metamorphosierung der ältesten Sedimentärgesteine stattgefunden habe, dass vielmehr ihr heutiger Gesteinscharakter ein ursprünglicher sei, — ursprünglich in eben dem Sinne, wie dies Wort von Schieferthonen, Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen gebraucht wird. Von diesen Einwürfen mögen neben dem oben berührten noch folgende Platz finden: 2. Überall, wo die archäische Formationsgruppe bekannt ist, sei es in Indien oder Skandinavien, in Canada oder in Bayern, gliedert sie sich in derselben Weise, besitzt sie gleichen petrographischen Aufbau, führen ihre einzelnen Schichten dieselben accessorischen Gemengteile, wiederholen sich in ihr die nämlichen Wechsellagerungen der verschiedenartigsten Gesteine. Diese vollkommene Übereinstimmung des petrographischen Charakters einer über 30000 m mächtigen Schichtenreihe kann nicht das Produkt eines dem Wechsel und den Zufälligkeiten ausgesetzten Quetschungs- oder Durchwässerungsprozesses sein. 3. Die sowohl in dünnen Lamellen, wie in mächtigen Schichtenkomplexen wechselnde Gesteinsbeschaffenheit der Glieder der Gneiß- und Schiefer-

*) C. W. Gümbel. Ostbayer. Grenzgebirge. 1868. S. 833. Siehe auch S. 166. — H. Crd. Gliederung d. vorsilur. Format. Nordamerikas. Z. f. d. ges. Nat. 1868. Nr. 11 u. 12. S. 353. Ferner N. Jahrb. 1870. S. 981. — Fr. Pfaff. Allg. Geologie als exakte Wiss. 1873. S. 145.

formation steht immer in voller Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung, beides sind von einander abhängige Verhältnisse. Es hat sich mithin das Material successive geändert mit der Änderung der Bedingungen, welche der schichtenmäßigen Ablagerung zu Grunde liegen. Aus einer tektonischen oder hydrochemischen Metamorphose hingegen würden wolkig in einander verschwimmende, nicht aber oft in geringen, oft nur Centimeter weiten, von Schichtflächen scharf begrenzten Abständen ihren Habitus vollständig ändernde Gesteine hervorgegangen sein. 4. Die den Schichtungsflächen parallele Anordnung der Glimmerblättchen und der Hornblendesäulen im Glimmer- und Hornblendeschiefer, das sich Anschmiegen der Glimmerlamellen an accessorische Krystalle, z. B. Granat lässt sich wohl durch eine ursprüngliche Entstehung dieser Gementeile, nicht durch eine spätere Herausbildung aus festem Gesteinsmateriale erklären.

So liegt denn auch in den größten Gebieten der vorkambrischen krystallinischen Schichtenreihen innerhalb Deutschlands, nämlich im Erzgebirge und im ostbayerischen Grenzgebirge, keine einzige Beobachtung vor, welche einer Entstehung der Phyllite, Glimmerschiefer und Gneiße durch metamorphische Prozesse plutonischer, tektonischer oder hydrochemischer Art das Wort redet. Vielmehr weisen die konstanten Übergänge der verschiedenen Gesteinsgruppen des Urgebirges längs ihrer ganzen gegenseitigen Begrenzungsflächen, ferner die Gleichartigkeit oder Ähnlichkeit der accessorischen Gemengteile, der Nüancen im Gefüge und in der Mischung der wesentlichen Bestandteile, wie sie in den entsprechenden Schichten in gleicher Weise wiederkehren, darauf hin, dass die Glieder der archäischen Formationsgruppe das Produkt allmählicher direkter Ausscheidung sind. Es sei jedoch dahingestellt, ob die Niederschläge aus den archäischen Meeren krystallinischer oder aber schlammiger oder gallertartiger Natur waren und ob die letztgenannten, noch schlammig-weichen Sedimente erst unter dem Einflusse des Meereswassers, in welchem sie sich bis dahin in Lösung befanden, oder gesättigter Mineralsolutionen, welche sich in ihren Zwischenräumen ansammelten, einen krystallinischen Habitus angenommen haben, wenn nur festgehalten wird, dass letzterer Vorgang (G ü m b e l's D i a g e n e s e) v o r der Festwerdung jener Sedimente, also v o r der Gesteinswerdung stattgefunden hat.

In der regelmäßigen Aufeinanderfolge von den Gneißen zum Glimmerschiefer, von diesem zum Phyllit und endlich von letzterem zu den versteinerungsreichen paläozoischen Schiefern hätte man nach der Theorie von der Ursprünglichkeit der archäischen Schichtenreihe nur ein mit der Zeit sich materiell änderndes Ausscheidungsvermögen und eine Verschiedenheit der die Ausbildung der ausgeschiedenen Masse bedingenden äußeren Verhältnisse zu erblicken, ein Nachlassen der rein chemischen und eine Zunahme der mechanischen oder der unter Vermittelung der Organismen

vor sich gehenden Materialbildung, mit welcher eine Verringerung der Neigung zur Ausscheidung von krystallinischen Gemengteilen gleichen Schritt hält.

C. Die äolischen Gesteine.

§ 13. Die durch Windtransport vermittelte Bildungsweise gewisser Tuffe aus in weite Entfernung getragenen vulkanischen Aschen und Sanden, — ferner der Dünen- und Flugsandablagerungen durch Sandtreiben — sowie des Lößes durch Staubwinde ist bereits in dem Abschnitte über die geologische Thätigkeit des Windes S. 257 bis 262 zur Darstellung gelangt.

Fünfter Abschnitt.

Architektonische Geologie.

Es ist die Aufgabe der architektonischen Geologie, zu erforschen, auf welche Weise die Gesteine, deren Zusammensetzung und Entstehung in früheren Abschnitten besprochen wurde, zum Aufbau der festen Erdkruste benutzt worden sind, welche Form die einzelnen Bausteine besitzen, und wie sie mit einander zu einem großen Ganzen verknüpft sind, — kurz, sie soll den Bauplan, die Architektur der Erde ergründen.

Die Erdkruste ist aus Gebirgsgliedern aufgebaut. Unter einem Gebirgsgliede versteht man eine größere, durch ihr Material, ihre Form und Lagerung individualisierte, d. h. als selbständiges Ganzes charakterisierte Gesteinsmasse. Material, Form und Lagerung eines Gesteines sind aber das Gesamtresultat der Entstehungsweise desselben und je nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprunge so durchaus verschieden, dass die Gebirgsglieder nach dieser ihrer Entstehung und den davon abhängigen Verhältnissen in geschichtete und massige gesondert werden müssen. Zu ihnen gesellen sich, räumlich freilich eine sehr untergeordnete, nationalökonomisch aber außerordentlich wichtige Rolle spielend, die plattenförmigen Mineralmassen, die Mineralgänge.

a) Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 1. **Die Schicht.** Die geschichteten Gebirgsglieder bestehen aus einer regelmäßigen Reihenfolge von auf einander lagernden Schichten, unterscheiden sich also von den massigen durch den Besitz einer Schichtung. Eine Schicht ist eine durch zwei annähernd parallele Flächen begrenzte plattenförmige Gesteinsmasse von sedimentärem Ursprunge. Ihre Begrenzungsflächen heißen Schichtungs- oder Schichtflächen. Der für geschichtete Gesteine bezeichnende Parallelismus ist nicht allein in der gegenseitigen Lage der Schichtungsflächen, sondern sehr gewöhnlich auch in der Parallelstruktur der Schichtenmasse selbst, so in Schieferung, in heller oder dunkeler Streifung, in versteinerungsreichen Zonen, in grob-

oder feinkörnigen Streifen und in Lagen von Rollstücken ausgesprochen. Eine verhältnismäßig seltene Ausnahme von dieser Regel bildet die Diagonalschichtung, welche auf Sandsteine beschränkt ist. Sie besteht darin, dass sich innerhalb einer von parallelen Schichtungsflächen begrenzten Sandsteinbank eine Querschichtung und Streifung zeigt, welche die Bank schräg durchsetzt (siehe Fig. 93). In anderen Sandsteinen, sowie in den lockeren Sanden der jüngsten Perioden ist nicht selten eine ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur in der Weise ausgebildet, dass sie innerhalb kurzer Distanzen plötzlich absetzt und ohne allen Über-

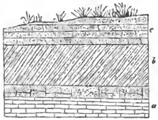


Fig. 93. Diagonalschichtung im Sandsteine (*b*) von Suhler Neudorf im Thüringer Walde. (*H. Crd.*)

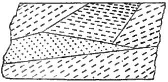


Fig. 94. Ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur.

gang eine ganz andere Richtung annimmt (Fig. 94). In ein und derselben Gesteinsschicht können dann viele kleine Systeme von Parallelstruktur unterschieden werden, welche regellos durch einander liegen und gewöhnlich auch kleine Verschiedenheiten des Kornes, der Färbung und Zusammensetzung erkennen lassen.

Das Schichtenmaterial ist in den meisten Fällen das Produkt eines Aktes des mechanischen oder chemischen Niederschlagsprozesses aus Wasser oder wässeriger Lösung, während die Schichtungskluft einer Unterbrechung, einer Pause in diesem Vorgange oder einer Änderung der Bildungsverhältnisse entspricht. Damit steht im Zusammenhange, dass Kalkstein- oder Sandsteinschichten sehr häufig durch eine dünne Lage von Thon oder Letten getrennt werden und dass auf den Schichtenoberflächen die Reste der einstigen Meeresbewohner in der Lage, in der sie auf den Meeresboden gesunken sind, hervortreten. Die Dicke einer Schicht, also der rechtwinkelige Abstand ihrer beiden Schichtungsflächen, wird als ihre Mächtigkeit bezeichnet; sie schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern und bleibt sich selbst bei einer und derselben Schicht nicht immer vollkommen gleich, namentlich nimmt dieselbe nach ihren Rändern zu ziemlich gleichmäßig ab. In diesem Falle nähern sich die Schichtungsflächen mehr und mehr, bis sie sich endlich schneiden. Diese Erscheinung — das sich Auskeilen einer Schicht — macht sich in der Regel nur bei Ver-

gleichungen der Mächtigkeit einer Schicht an mehreren von einander entfernten Punkten bemerklich. Tritt sie in der Weise auf, dass eine Gesteinsmasse von nur geringen Dimensionen allseitig von ihr betroffen wird, so erhält diese letztere eine linsenförmige Gestalt und heißt dann lentikuläre Einlagerung (siehe Fig. 95). Sind die Konturen solcher Einlagerungen sehr unregelmäßig oder unbestimmt, und besitzen diese gleichzeitig be-

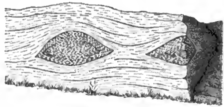


Fig. 95. Linsen, oder lentikuläre Einlagerungen (Amphibolit im Gneiß nach *Sauer*).

deutende Dimensionen, so nennt man sie stockförmige Einlagerungen oder Stöcke (z. B. von Gyps, Salz). Besonders mächtige Schichten werden als Bänke, Schichten von technisch nutzbarem Gesteinsmateriale als Flötze (z. B. Steinkohlenflötz, Kupferschieferflötz), wenn ihre Mächtigkeit keine sehr gleichbleibende ist, als Lager (z. B. Eisensteinlager) bezeichnet, obwohl diese Unterschiede nicht streng gehandhabt werden. Die Stelle, wo eine Schicht die Erdoberfläche schneidet, wo also ein rechtwinkeliger oder schräger Anschnitt der Schicht entsteht, heißt, falls dieselbe eine geneigte oder horizontale Lage besitzt, ihr Ausgehendes, falls sie sehr steil aufgerichtet ist, oder vertikal steht, der Schichtenkopf.

Die Ober- und Unterseite einer Schicht wird durch die Schichtungsflächen gebildet, deren obere, die Grenze nach der nächst jüngeren Schicht bildende die Dachfläche, deren untere die Sohlfläche genannt wird. Die Schichtungsflächen sind gewöhnlich eben und glatt, bieten aber zuweilen Erscheinungen dar, welche in innigstem Zusammenhange mit der Bildung der Schichten stehen. Hierher gehören: Wellenfurchen, Regentropfenspuren, netzförmige Leisten, Pseudomorphosen von Steinsalz, Tierfährten und mancherlei andere Spuren organischen Lebens. An flachen, sandigen oder schlammigen Meeresküsten bilden sich durch den Wellenschlag der See langgestreckte, wellenförmige, flache Erhöhungen und Vertiefungen. Erhärtet eine solche Sand- oder Schlammschicht und wird von neuem von Sedimenten bedeckt, so werden diese Wellenfurchen auf der Dachfläche der Schicht in ihrer wirklichen Gestalt und auf der Sohlfläche der nächst jüngeren Schicht in Form eines Abdrucks erhalten bleiben. In der That finden sie sich auf den Schichtungsflächen vieler Sandsteine, Grauwacken und Quarzite. Auf der Oberfläche mancher Gesteinsschichten sind

kleine rundliche Eindrücke zu beobachten, welche, durch den Aufschlag von Regentropfen auf die ursprünglich schlammigen und sandigen Sedimente hervorgebracht, dann wieder mit Schlamm bedeckt und auf diese Weise erhalten worden sind. Infolge des Trocknens einer frischen Schlammschicht bilden sich netzförmige Risse auf ihrer Oberfläche, welche von den nächsten Absätzen wieder ausgefüllt werden und dann an der Unterseite der neugebildeten Schicht in Leistenform hervortreten. In ähnlicher Weise werden die Fußspuren der Tiere, welche sich über den noch plastischen Schlamm bewegt haben, konserviert. Sehr oft sind die Schichtungsflächen von den Resten der Bewohner des Meeres, aus dem die Sedimente abgelagert wurden, bedeckt. Häufig ist endlich die Erscheinung, dass zwei Gesteinsschichten durch dünne Zwischenlagen von anderem Material, durch einen Besteg getrennt werden.

§ 2. **Schichtenreihen.** Unter einer Schichtenreihe, Schichtengruppe oder einem Schichtensysteme versteht man eine gleichförmige (konkordante) Aufeinanderfolge von Schichten. Die Zusammengehörigkeit der letzteren ist weder allein durch gleiche Versteinerungsführung, noch ausschließlich durch gleichartige petrographische Beschaffenheit, sondern durch gleichzeitige Parallelität (Gleichförmigkeit, Konkordanz) der einzelnen überlagernden Schichten bedingt. Eine Schichtenreihe ist demnach das Produkt eines zusammenhängenden, ungestörten Ablagerungsvorganges auf dem Grunde eines Meeres- oder Seebeckens. Die über irgend einer Schicht oder Schichtengruppe befindliche, also bei normalen Verhältnissen jüngere Ablagerung nennt man das Hangende, die unter ihr befindliche Partie der Schichtenreihe das Liegende jener als Horizont angenommenen Schicht oder Schichtengruppe.

Die Verknüpfung der einzelnen, petrographisch oft durchaus verschiedenen, zu einem System vergesellschafteten Schichten kann eine mehr oder weniger enge sein. Am losesten ist dieselbe dort, wo ganz heterogene Gesteinsschichten plötzlich und ohne Übergang mit einander wechsellagern. Der innigste Zusammenhang wird durch den allmählichen Übergang ihres Materials hergestellt. So können cementarme Sandsteine nach ihrem Hangenden zu mehr und mehr thoniges Bindemittel aufnehmen, bis dieses vor den Sandkörnern vorwaltet und sie allmählich ganz verdrängt, so dass die jüngsten Schichten als reine oder sandige Schieferthone dastehen. Konglomerate gehen durch nach irgend einer Richtung eintretende Verkleinerung ihrer Gerölle in Sandsteine, — Kalksteine durch Aufnahme und Überhandnehmen ihres Thongehaltes in Mergel und Thone, — Gneiße durch Zurücktreten des Feldspates und Ausbildung einer schieferigen Struktur in Glimmerschiefer über u. s. w. Bei der Verknüpfung petrographisch verschiedener Schichtengruppen oder einzelner Schichten durch Wechsellagerung stellen sich zwischen den Schichten einer Gesteinsart anfangs

spärliche und dünne Lagen einer anderen ein und nehmen in der Richtung nach dem Hangenden oder Liegenden an Zahl und Mächtigkeit zu, bis sie durch allmähliche Verdrängung der früher dominierenden Gesteinsart schließlich das alleinige Gebirgsmaterial bilden.

Ebenso wie in der Richtung nach dem Hangenden und Liegenden, so können solche Änderungen des Gesteinsmateriales auch innerhalb ein und derselben Schicht sich einstellen. In ersterem Falle erlitten die Ablagerungsverhältnisse in einem Meeresbecken im Laufe der Zeit eine Umgestaltung, in letzterem Falle waren sie gleichzeitig an verschiedenen Punkten desselben Ablagerungsareales verschieden. Es kann dann eine ganz eigentümliche Verknüpfung der resultierenden gleichalterigen, aber verschiedenartigen Schichten stattfinden: die auskeilende Wechsellagerung (Fig. 96). Hier sind zwei Gebirgsglieder, z. B. Kalkstein *A* und Sandstein *B*,



Fig. 96. Auskeilende Wechsellagerung.

in größerer Entfernung von einander rein und selbständig ausgebildet, allein in der Richtung nach dem Sandsteine zu beginnen die Schichten des Kalksteines allmählich schwächer zu werden und sich schließlich auszukeilen, während sich zugleich zwischengreifende Lagen von Sandstein einstellen und an Mächtigkeit zunehmen, bis sie die Schichtenreihe ganz allein zusammensetzen. Ganz dieselbe Erscheinung bietet sich natürlich dem Beobachter dar, wenn er von *B* nach *A* zu geht, nur dass hier der Sandstein das verdrängte, und der Kalkstein das verdrängende Gebirgsglied ist.

§ 3. Schwebende Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung. Alle mit Hilfe des Wassers auf dem Grunde von Meeres- oder Seebecken abgesetzten Schichten hatten ursprünglich eine horizontale oder nur sehr wenig geneigte (schwebende oder söhlige) Lage inne. Verhältnismäßig nur selten haben sie sich dieselbe bewahrt (so die silurischen Schichten des nordwestlichen Russlands, der Quadersandstein der sächsischen Schweiz, die Kohlenformation der westlich von den Alleghanies gelegenen Kohlenfelder von Nordamerika u. a.), in den meisten Fällen aber haben sie dieselben mit einer sekundären vertauscht, d. h. eine Schichtenstörung erlitten.

Die Störung der ursprünglichen Lagerungsform der Schichten offenbart sich 1. durch deren einseitige Aufrichtung, 2. durch ihre Biegung, Faltung oder Knickung, 3. durch ihre Zerberstung, Zertrümmerung und

Verwerfung*). Die Ursache solcher Störungen des Schichtenbaues der Erdkruste ist vor allem zu suchen in dem Zusammenschub und der Stauchung der oberflächlichen Schichten, sowie in der Senkung oder Verschiebung einzelner Teile der Erdrinde, bewirkt durch die Kontraktion des sich abkühlenden Erdinneren, also durch die Prozesse der Gebirgsbildung (S. 172).

Bei einfacher oder einseitiger Schichtenaufrichtung haben die Schichten statt der anfänglich söhligen eine mehr oder weniger geneigte, oft sogar senkrechte, zuweilen selbst überkippte Stellung erhalten. Dass diese nicht ihre ursprüngliche, sondern eine erst später eingenommene ist, dafür spricht außer unseren Vorstellungen von der Sedimentbildung auch das Vorkommen von flach linsen- oder plattenförmigen Rollstücken in steil stehenden Schichten, wo sie über einander, ihre scharfen Ränder einander zugekehrt, ihre größten Achsen parallel den Schichtungsflächen liegend angeordnet sind. In dieser Stellung können sie unmöglich abgelagert worden sein, müssen dieselbe vielmehr erst später erhalten haben. Zu dem nämlichen Schluss führt die horizontale oder stark geneigte Lage fossiler, noch an ihrem Wurzelwerke haftender Baumstämme, welche rechtwinkelig auf steil aufgerichteten Schichten stehen. Sie vertauschten ihre ursprünglich vertikale Stellung, nachdem sie schon längst von Gesteinsmaterial umhüllt worden waren, infolge der Aufrichtung der Schichten mit einer horizontalen.

Senkrechte Schichten bezeichnet man als auf dem Kopfe stehend; setzte sich die Bewegung, aus welcher diese vertikale Stellung hervorging, noch weiter fort, so gelangte die betroffene Schichtenreihe zu einer überkippten Lagerungsform, indem die Schichten immer steiler aufgerichtet und endlich überstürzt wurden, sodass jetzt die untersten zu oberst liegen. Solche Ereignisse haben z. B. die Schichtengruppe des Harzrandes bei Goslar und Oker betroffen, wo die Kreide vom weißen Jura und dieser vom braunen Jura und Lias, letzterer von den älteren Formationen bis zum Devon überlagert wird, während ursprünglich gerade die umgekehrte Lagerungsfolge stattfand.

Wechsellagern beim Eintritt einer derartigen Aufrichtung bereits fest gewordene Gesteinsschichten (Fig. 97 *A* und *C*) mit solchen von plastischer, noch biegsamer Beschaffenheit (*B*), — ein Zustand, in welchem sich z. B. als Schlamm abgesetzte Thone lange Zeit erhalten, — so entsteht ein Drängen ihrer Masse von oben nach unten, die ganze hangende Schichtenreihe wird das Bestreben erhalten, auf der schiefen Ebene herabzugleiten. Dadurch werden die tiefsten Partieen der noch plastischen Schichten gestaut und zusammengepresst und nehmen infolge davon die auffallendsten Windungen und Faltungen an, trotzdem sie zwischen Bänken von vollkommen paralleler Lage eingeschlossen sind.

*) Über die Bezeichnung und Definition dieser Störungen vergl. Heim u. de Margerie. Die Dislokationen d. Erdrinde. Zürich 1888.

Von gleicher geologischer wie technischer Wichtigkeit ist die Bestimmung der Lage oder Stellung aufgerichteter Schichten. Dieselbe wird möglich durch Festlegung zweier auf der Oberfläche der letzteren gezogenen graden Linien. Zu der einen derselben wählt man die in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie (Streichlinie, *st*, Fig. 98), zu der zweiten die Linie der größten Neigung der Schichtungsfläche gegen den Horizont (Falllinie, *fa* der nachstehenden Fig. 98); beide stehen rechtwinkelig auf einander.

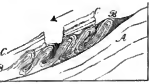


Fig. 97. Schichtenstauchung.

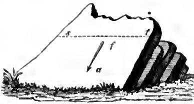


Fig. 98. *st* Streichlinie; *fa* Falllinie.

Unter der mit dem Kompass aufzunehmenden Himmelsrichtung der Streichlinie versteht man das Streichen der Schicht, unter ihrem Fallen die Neigung derselben gegen eine Horizontale.

Das Streichen einer Schicht wird, wie folgt, genommen: Man denke sich eine in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie, halte ihr die festliegende Nord-Südlinie der Kompassplatte parallel und konstatiere, auf welchen Teilstrich des Gradbogens die Nordspitze der Magnetnadel sich einstellt. Dann zähle man die Anzahl der Grade von diesem Teilstriche bis zum nächsten Endpunkt der festliegenden Nord-Südlinie, bemerke, ob man dabei von der Nordspitze der Magnetnadel aus in östlicher oder westlicher Richtung gegangen ist, und drücke endlich das auf diese Weise beobachtete Streichen aus als: N so und so viel Grad nach W oder O (z. B. N 45° O = NO). Nur statt N 90° O oder N 90° W pflegt man O oder W zu sagen.

Der bergmännische Kompass wird in 2mal 12 Stunden (horae) geteilt, wobei die Stunden 12 in den Nord- und Südpunkt des Kompasses gelegt werden. Man zählt nun die Stunden von N nach O und von S nach W, so dass die Ostwest-Linie der Stunde 6, die Nordost-Südwest-Linie der Stunde 3, und die Nordwest-Südost-Linie der Stunde (hora) 9 entspricht. Auf dem Teilkreise des Kompasses sind jedoch die Bezeichnungen Ost und West mit einander vertauscht und ebenso geht die Einteilung in horae im umgekehrten Sinne vor sich, um eine direkte Ablesung der aufgenommenen Streichrichtung möglich zu machen.

Bei dem auf diese Weise erhaltenen Streichen hat man die Deklination der Magnetnadel außer Acht gelassen. Um dieses sogenannte observierte Streichen auf den wahren Meridian zu reduzieren, muss man die Anzahl der Grade der Deklination (für Deutschland gegenwärtig etwa 13 Grad und

zwar gen W) von dem observierten Streichen abziehen, falls dasselbe ein im allgemeinen nordöstliches ist, dahingegen solche zuzählen, falls das beobachtete Streichen ein nordwestliches ist.

Bei der Bestimmung des Fallens der Schichten hat man zweierlei, nämlich die Richtung und die Größe oder den Grad desselben anzugeben. Die Richtung bestimmt sich sogleich, wenn man bei der Beobachtung des Streichens darauf achtet, nach welcher Seite der Streichlinie die Schicht einschießt. Die Größe des Fallens, oder den Neigungswinkel der Falllinie gegen den Horizont bestimmt man mittelst eines kleinen Pendels, welches an einem auf dem Kompassboden selbst eingravierten Gradbogen die Größe des Neigungswinkels anzeigt.

Bei horizontal liegenden Schichten kann natürlich weder von einem Streichen noch von einem Fallen die Rede sein, denn sie streichen nach allen Weltgegenden zugleich und haben gar kein Einfallen. Die Mächtigkeit einer aufgerichteten Schichtenreihe erhält man, indem man entweder den rechtwinkeligen Abstand der Begrenzungsflächen der einzelnen Schichten misst, oder indem man die Ausdehnung ihres Ausgehenden in rechtem Winkel auf ihr Streichen misst und den Fallwinkel beobachtet, durch trigonometrische Berechnung aus diesen Faktoren.

§ 4. **Schichtenstörungen durch Faltung.** Biegungen einer Schichtenreihe äußern sich dadurch, dass entweder die Randzonen oder die zentralen Partieen des von horizontalem Zusammenschub betroffenen Areales eine Auftreibung erleiden. Im ersteren Falle entsteht eine im Querschnitte rinnenförmige, im zweiten Falle eine sattelförmige Biegung jeder einzelnen Gesteinschicht, erstere Lagerungsform nennt man eine Mulde oder Synklinale (*S T*, Fig. 99), letztere einen Sattel, ein Gewölbe oder eine Antiklinale (*A* u. *A T*, Fig. 99). In dem Profile sowohl einer Mulde, wie eines Sattels erscheint jede Schichtenreihe zweimal, und zwar in entgegengesetzter Richtung (widersinnig) einfallend. Diese beiden Teile einer gebogenen Schichtenzone bezeichnet man als Flügel. In einer Mulde fallen die Flügel von beiden Seiten nach einer Mittellinie (Synklinal- oder Muldenlinie) zu (\/), — in einem Sattel von der Antiklinal- oder Sattellinie nach beiden Seiten ab (/\).

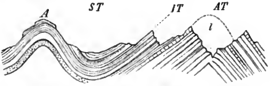


Fig. 99. *A* und *AT* = Sättel; *ST* = Mulde; *l* = Luftsattel. Nach *Heim*.

Ein Sattel und eine Mulde, die sich an einander schließen, bilden eine Falte. Jede Falte hat einen beiden Biegungen gemeinsamen Mittelschenkel und zwei Seitenschenkel (∾). Eine größere oder geringere Anzahl paralleler Falten können zu einem Faltensystem verknüpft sein, welches dann seinen topographischen Ausdruck als Gebirge findet (vergl. Fig. 43 u. 44, S. 174 und Fig. 45, S. 175).

Man kann stehende, schiefe und liegende (überkippte) Falten unterscheiden. Bei einer stehenden Falte sind die Flügel symmetrisch zu den Mittellinien des Sattels und der Mulde gestellt, so dass sie unter ungefähr gleichen Winkeln einfallen (vergl. Fig. 99). Schiefe Falten sind nach einer Seite geneigt (Fig. 100), liegende Falten sogar vollkommen über-

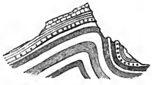


Fig. 100. Schiefe Falte. Nach *Heim*.

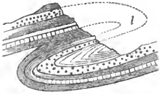


Fig. 101. Liegende Falte. Nach *Heim*. *l* Luftsattel.

gelegt, so dass ihre Flügel eine fast völlig horizontale Lage erhalten können (Fig. 101). In letzterem Falle wiederholt sich die nämliche Schichtenreihe zweimal über einander, jedoch so, dass die einzelnen Schichten in umgekehrter Lage und Reihenfolge auftreten. Eine der großartigsten derartigen Erscheinungen ist die Glarner Doppelfalte*). Wie der Name andeutet, stellt dieselbe zwei liegende Falten dar, welche von beiden Seiten her derartig gegen die Mittellinie des Zentralmassivs übergebogen sind (Fig. 102),

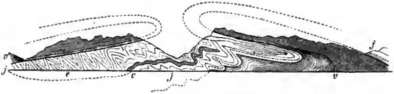


Fig. 102. Die Glarner Doppelfalte zwischen Sernfthal und Vorderrheinthal. Nach *Heim*.
v = Verncano (= Sernifit = Rotliegendes); *j* = Trias- und Juraformation; *c* = Kreideformation; *e* = Eocän.

dass die älteren Schichten die jüngeren und zwar in der nördlichen, nach S überliegenden Falte in 16 km, in der südlichen, nach N übergeschobenen Falte in 13 km Breite überlagern. Infolge dieser Überkippungen sind in

*) A. Heim. Untersuch. über d. Mechanismus der Gebirgsbildung etc. Basel 1878. Bd. I. S. 126—244. Vergl. auch A. Baltzer. Der Glärnisch. Zürich 1873. S. 35—59.

dem ganzen von ihnen betroffenen Alpengebiete vom Calanda bis zum Tödi und vom Vorderrhein bis an den Walensee die Thalgründe in den jüngsten (eocänen) Gesteinen ausgewaschen, während die Berggipfel aus den älteren Gesteinen gebildet werden, welche normal zu unterst liegen sollten. Auch die höchst komplizierten Lagerungsverhältnisse, namentlich des Gneißes und des Jurakalkes im Berner Oberlande (Fig. 103), sind z. T. als derartige liegende, oft verzerrte Falten zu deuten*). So besteht der Gipfel der Jungfrau 800 m hoch aus überschobenem Gneiß, die schroffen Abstürze unter demselben aus jurassischem Kalkstein, welcher in 2 großen Falten in den Gneiß eingeknetet ist, und unter welchem der letztere wiederum hervortritt. Der höher liegende der beiden jurassischen Faltenkeile dringt sich fortwährend verschmälernd, über 2 km, die untere bei 400 m Mächtigkeit 1900 m tief in den Gneiß ein (Baltzer).

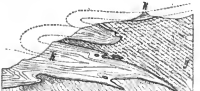


Fig. 103. Verzerrte liegende Falten von Jurakalk (*k*) zwischen dem Gneiß (*g*) des Berner Oberlandes. Der Gneiß mit durch falsche Schieferung verwischter Schichtung. Nach *Baltzer*.



Fig. 104. Faltenverwerfung Nach *Köhler*.

Bei besonders intensiver Faltung kann der Mittelschenkel einer Falte vollständig ausgequetscht werden (Fig. 104), so dass der hangende Flügel jeden Zusammenhang mit dem liegenden verliert und gegen diesen auf einer Rutschfläche in die Höhe geschoben erscheint (Faltenverwerfung, bei sehr flacher Lage der Gleitfläche Faltungsüberschiebung).

Eine an Sätteln gewöhnliche Erscheinung ist die, dass deren obere Umbiegungen, also die Sattelkämme, durch Verwitterung zerstört und durch Denudation abgetragen sind, so dass die beiden Sattelflügel ihres ursprünglichen Zusammenhanges beraubt erscheinen. Man bezeichnet derartige verschwundene, behufs Deutung der Lagerungsverhältnisse zu rekonstruierende Sattelrücken als Luftsättel (vergl. Fig. 99, 100, 102 u. 105).

Bei der antiklinalen sowohl wie bei der synklinalen Lagerungsform kann der Neigungswinkel der beiderseitigen Flügel zwischen wenigen und 90 Graden, der Schichtenbau selbst zwischen flachen Falten und auf dem Kopfe stehenden Schichtenzonen schwanken. Letztere Erscheinung stellt

*) A. Baltzer. Der mechanische Kontakt von Gneiß u. Kalk im Berner Oberland. Bern. 1880. — Ders. Das Aarmassiv u. s. w. Bern. 1888. — Ferner: N. Jahrb. 1885. II. S. 25.

sich namentlich häufig bei den ältesten Sedimentärformationen, jedoch auch bei den Ablagerungsprodukten jüngerer Perioden, vorzüglich dort ein, wo sie am Aufbau der inneren Zonen von Kettengebirgen teilnehmen. Dann besteht das ganze Schichtensystem aus lauter scharf zusammengestauchten Antiklinalen und Synklinalen, deren Flügel parallel oder fast parallel neben einander liegen. Eine solche Bauart kann zu der Täuschung führen, dass man eine außerordentlich mächtige, gleichförmige und regelmäßige Aufeinanderfolge von Schichten vor sich zu haben meint, während es doch nur eine mehrfach gefaltete und zusammengepresste Schichtenreihe ist, deren Glieder sich mehrmals wiederholen. Die in bestimmten Entfernungen regelmäßig erfolgende Wiederkehr identischer Formationsglieder, wobei deren Hangendes und Liegendes in entgegengesetzten Richtungen hervortreten (*d*, *c*, *b*, *a* und *a*, *b*, *c*, *d* in Fig. 105), lässt meist mit ziemlicher Sicherheit auf das Vorhandensein solcher Schichtenstörungen schließen. Geht die Zusammenschiebung noch weiter, so weichen die oberen Teile der Sattelflügel nach außen aus, so dass eine fächerförmige Schichtenstellung resultiert, wie sie namentlich die aus

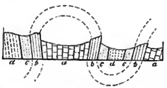


Fig. 105. Profil steil gefalteter Kreide- und Tertiärschichten mit Luftsattel bei Entrevernes.
a) untere Kreide mit Toxaster complanatus,
b) Kreide mit Caprotina ammonia.
c) Nummuliten-Schichten (Unter-Tertiär),
d) Fucoiden-Schichten.

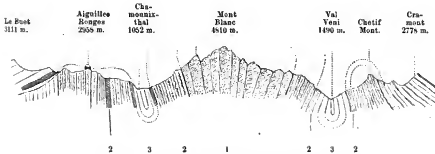


Fig. 106. Profil durch den Montblanc-Stock. Nach *Favre*.
1. Gneiß. *2.* Krystallinische Schiefer in fächerförmiger Stellung. *3.* Jura.

Gneißen und krystallinischen Schiefern bestehenden Zentralmassivs der Alpen beherrscht (Fig. 106).

Ähnliche Erscheinungen wie im großen wiederholen sich innerhalb solcher Schichtenkomplexe, welche einem starken seitlichen Drucke ausgesetzt waren, auch im kleinsten Maßstabe und zwar oft im dichtesten Gedränge neben einander. Man bezeichnet dieselben als **Runzelung**, **Fälte-**

lung, gekrösartige Windungen, Schichtenbiegungen, zickzackartige Knickungen (Fig. 107).

Wir haben bis jetzt nur geradlaufende Faltungen, also langgestreckte, mulden- und sattelförmige Biegungen der Schichtenreihen betrachtet. Bei umlaufendem Schichtenbau, also wenn sich die Streichrichtung beständig in demselben Sinne ändert, d. h. einen Bogen oder eine in sich zurücklaufende krumme Linie beschreibt, stellen sich die aus gleichartigen Störungsursachen hervorgehenden Lagerungsverhältnisse einerseits als bassin- (becken-), andererseits als kuppelförmig dar. Bei Becken oder Bassins

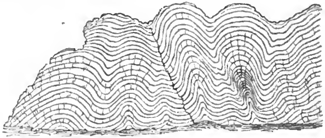


Fig. 107. Schichtenwindungen des Kieselschiefers bei Lautenthal im Harze.

haben wir synklinalen, bei Schichtenkuppeln antiklinalen Schichtenbau vor uns; in ersterem Falle repräsentieren die einzelnen Glieder der Schichtenreihe lauter in einander gesetzte, mehr oder weniger tiefe Teller, so dass die Schichten alle einem, dem tiefsten Punkte zufallen, bei letzterer Lagerungsform lauter meist flache Glocken oder Kegel, welche allseitig von dem Gipfel wegfallen. Ziehen sich derartige Bassins oder Schichtenkuppeln in die Länge, erhalten also eine langgestreckte Ausbildung, so entstehen kahnförmige (synklinale) oder umgekehrt kahnförmige (antiklinale) Schichtensysteme.

§ 5. **Schichtenstörungen durch Absenkung.** Findet innerhalb des Bereiches horizontal gelagerter Schichten ein Absinken in die Tiefe und zwar

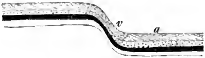


Fig. 108. Flexur.
a = abgesunkene Tafel. — v = Verbindungsschenkel.



Fig. 109. Zerrissene Flexur mit Schleppung.

ohne Bruch statt, so entsteht eine Flexur (Abbiegung, Kniefalte). Sie besitzt die Gestalt einer Falte mit söhligen Flügeln und einem mehr oder weniger steilen Verbindungsschenkel (Fig. 108). Letzterer pflegt infolge der

erlittenen Zerrung (Streckung) an Mächtigkeit verloren zu haben, kann sogar ganz abgequetscht werden und zerreißen, in welchem Falle die Flexur in eine Verwerfung mit Schleppung der Schichtenenden (Fig. 109) übergeht.

§ 6. **Schichtenstörungen durch Spaltungen und Verwerfungen.** Im engsten genetischen Zusammenhange mit lokalem Nachsinken der Erdrinde gegen den Erdkern, sowie mit der Faltung von Schichtensystemen standen Zerberstungen und Zerreißungen der letzteren, also Spaltenbildungen (vergl. S. 176). Durch sie getrennte Gebirgsteile (Flügel) verloren ihren ursprünglichen Zusammenhang, so dass jeder für sich von der Senkung oder dem fortdauernden Seitendrucke in verschiedenem Maße betroffen werden konnte. Die dadurch hervorgebrachten Verrückungen ihrer gegenseitigen Lage bezeichnet man als Verwerfungen, Brüche oder Dislokationen, die Spalte, welche die Möglichkeit der Bewegung und zugleich die Bahn derselben geliefert hat, als Verwerfungsspalte, Dislokationsspalte oder Sprungkluft (Fig. 110), die Größe der stattgehabten Verschiebung als Sprunghöhe. Dieselbe ist äußerst verschieden: bald beträgt sie nur einige Centimeter, bald mehrere Meter, erreicht nicht selten einige Hundert, ja zuweilen tausend oder mehr Meter. Je nachdem der eine Flügel gegen den anderen nach abwärts gerückt oder aber nach aufwärts geschoben ist, bezeichnet man die Verwerfung als Absenkung oder als Aufschiebung (Wechsel).

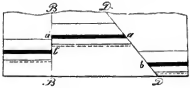


Fig. 110. Verwerfungen.
B vertikale, *D* geneigte Verwerfungsspalte, *ab* und *a'b'* Sprunghöhe.

Wie zu erwarten, übte die rutschende Bewegung größerer Gebirgsglieder auf die Spaltenwände eine mehr oder weniger auffallende mechanische Einwirkung aus, infolge deren dieselben geglättet, poliert und in der Richtung der Bewegung mit Friktionsstreifung versehen sind (Rutschflächen, Harnische, Spiegel), während die angrenzenden Schichtenenden einerseits aufwärts, andererseits abwärts geschleift und geknickt wurden (vergl. Fig. 109). Der durch diese Vorgänge gelieferte gröbere oder feinere Zermalmungsschutt füllt gewöhnlich die Verwerfungsspalten gangartig aus.

Letztere treten oft in ein und derselben Gegend in größerer Zahl vergesellschaftet auf und sind dann entweder zugleich oder mit größeren zeitlichen Unterbrechungen entstanden. Sie streichen teils parallel, teils durchschneiden sie sich unter rechten oder schiefen Winkeln und verursachen in diesem Falle eine vollkommene Zerstückelung der betreffenden Partieen der Erdkruste, welche nicht selten mit einer gegenseitigen Verschiebung

aller polyedrischen Zerklüftungsstücke verbunden ist (Fig. 111). Laufen die Verwerfungsspalten parallel oder fast parallel, so können sie die Veranlassung zur Ausbildung eines treppenförmigen Schichtenbaues, eines

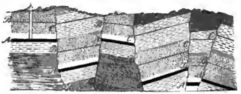


Fig. 111. Vielfach zerstückelte und verworfene Steinkohlenformation von Auckland in Durham. *A*, *B*, *C* Kohlenflötze.



Fig. 112. *a*, *b*, *c*, *d* Flügel eines treppenförmig verworfenen Kohlenflötzes.

Staffelbruches (Fig. 112) geben, durch welchen eine scheinbar regelmäßige Aufeinanderfolge ähnlich zusammengesetzter Schichtenreihen hervorgebracht werden mag, während doch nur die Repetition ein und desselben, aber in kurzen Zwischenräumen verworfenen Schichtenkomplexes vorliegt. Eine Grabenversenkung (Fig. 42, S. 173) entsteht dadurch, dass ein zwischen 2 parallelen Spalten gelegener Streifen in die Tiefe sinkt, wobei er wiederum jederseits staffelförmig abgesetzt sein kann. Finden hingegen einfache oder staffelförmige Absenkungen von einer stehen bleibenden Mittelzone aus nach beiden entgegengesetzten Seiten statt, so entsteht ein Horst. Kesselbrüche endlich nennt man beckenartige Versenkungen größerer Bruchfelder, welche von konzentrisch verlaufenden Spalten und dadurch bedingten Staffelbrüchen umrahmt werden. Alle diese Dislokationen können in Form von Steilabstürzen, graben-, wannen- oder buchtförmigen Einsenkungen ihren topographischen Ausdruck finden.

Besitzen die in die Tiefe setzenden Spalten eine nur schwache Neigung, so können durch Seitendruck Überschiebungen stattfinden, infolge deren ältere Gebirgsglieder die jüngeren, über deren Schichtenköpfe sie hinweg geschoben wurden, überlagern. So sind z. B. auf einer flach nach S fallenden Spalte, welche sich von Aachen über Lüttich bis in die Gegend von Boulogne verfolgen lässt, die Schichten des Silurs, Devons und Subkarbons von S nach N über die produktive Steinkohlenformation eine Strecke weit hinauf geschoben (Fig. 113), so dass letztere von ersteren diskordant bedeckt wird und man mit mehreren Schächten unter dem Devon und Kohlenkalke Kohlenflötze des Oberkarbons antraf.

Da Berstungen, Verwerfungen und Faltungen der Schichten und Kettengebirge den gleichen Ursachen ihre Entstehung verdanken, so ist es erklärlich, dass erstere, also Spalten und Dislokationen, oft eine gewisse Parallelität zu letzteren, also den Falten und Gebirgsketten innehalten. Doch sind auch Verwerfungen, welche die Faltensysteme quer durchsetzen, nicht sel-

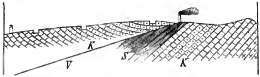


Fig. 113. Überschiebung von Kohlenkalk (*K*) anf der Verwerfungsspalte (*V*) über die produktive Steinkohlenformation (*S*) bei Forqnes im Dép. Pas-de-Calais. Nach *C. Barrois.*

ten. Sie kennzeichnen sich häufig als L a t e r a l - oder H o r i z o n t a l v e r s c h i e b u n g e n, wobei ein Stück jener Falten in ungefähr horizontaler Richtung neben dem anderen vorbei geschoben wurde (z. B. am Südabhange der Alpen). Andere mit ähnlichen Verwerfungen verbundene Spalten haben eine radiäre Anordnung (z. B. nach v. G r o d d e c k, L o s s e n, K a y s e r im Harze).

§ 7. Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zu einander. Eine ältere Schichtenreihe kann von einer jüngeren g l e i c h f ö r m i g (k o n k o r d a n t) oder u n g l e i c h f ö r m i g (d i s k o r d a n t) überlagert werden (Fig. 114.). Bei gleichförmiger Überlagerung herrscht ein gegenseitiger Pa-

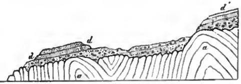


Fig. 114. Devonischer Sandstein *d* überlagert silurische Schiefer *a* diskordant. Sicear Point in Berwickshire. Nach *Lyell.*

rallelismus ihrer einzelnen Glieder, die jüngere Schichtenreihe besitzt dieselbe Lagerung, also dasselbe Streichen und Fallen wie die ältere, ist von denselben Störungen betroffen wie diese, so dass die Grenze zwischen beiden nur in dem Wechsel ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer Versteinerungsführung (ihres paläontologischen Charakters) hervortritt. Zwei konkordante Schichtenreihen stehen demnach in demselben Verhältnisse zu einander, wie zwei unmittelbar auf einander folgende, normal auf einander liegende Schichten, und weisen auf eine ruhige und ungestörte, oft stetige, durch keine größeren Pausen unterbrochene Ablagerung ihres Materiales hin. Bei d i s k o r d a n t e r Überlagerung findet dieser Parallelismus

nicht statt, vielmehr bedecken die jüngeren Schichten in beliebiger Lage mit anderer Fall- und Streichungsrichtung die älteren (Fig. 115 *A* und *B*) oder lehnen sich mit ihrem Ausgehenden unter abweichenden Lagerungsverhältnissen an das Ausgehende einer älteren Schichtenreihe an (Fig. 113 *C*). Ungleichförmige Überlagerung beweist, dass zwischen die Ausbildung der

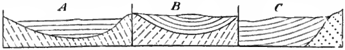


Fig. 115. Verschiedene Formen der diskordanten Überlagerung.

älteren und die der jüngeren Schichtenreihe eine Pause fällt, während deren die erstere von Schichtenstörungen betroffen wurde. Hat außerdem eine Abrasion gefalteter oder steil aufgerichteter älterer Schichtenkomplexe stattgefunden und breiten sich jüngere Schichten auf den ebenflächig abgeschnittenen Schichtenköpfen der ersteren aus, so bezeichnet man dieses Lagerungsverhältnis als ein übergreifendes oder als Transgression (S. 171).

Als besondere Fälle der diskordanten Überlagerung sind hervorzuheben: 1. die mantelförmige Umlagerung; die ältere Schichtenreihe tritt als völlig abgeschlossene, selbständige Partie hervor, um welche sich die jüngeren Schichten, allseitig von diesem zentralen Kerne abfallend, mantelförmig angelagert haben (Fig. 116); 2. die bassinförmige Einlagerung (s. Fig. 115 *B*); eine jüngere Schichtenreihe füllt eine Vertiefung in einer älteren aus; 3. die deckenförmige Auflagerung; eine horizontale Schichtenreihe lagert auf den Schichtenköpfen einer älteren auf und bedeckt sie in großer räumlicher Ausdehnung. Ist dieselbe durch spätere Erosion zerstückelt oder bis auf kleinere Reste zerstört worden, so spricht man von schollenförmiger Auflagerung.

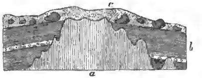


Fig. 116. Kambrischer Sandstein (*b*) umlagert archäischen Quarzit (*a*) mantelförmig. Diluvium (*c*). Bei Marquette am Lake Superior, Nordamerika. (*H. Crd.*)

§ 8. Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge. Der Zeitpunkt, in welchem die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse einer Schichtenreihe anderen Platz gemacht, also eine Störung erlitten haben, lässt sich nur relativ, d. h. mit Bezug auf andere Vorgänge des Entwickelungsprozesses der Erde bestimmen; es lässt sich mit anderen Worten nur feststellen, ob das störende Ereignis zugleich, früher oder später als ein anderes stattgefunden hat. Die relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen beruht auf folgenden Grundsätzen, die aus dem Gesagten hervorgehen:

1. Schichten mit schwebender Lagerung haben eine Störung **nicht** erlitten, sondern befinden sich in ihrer ursprünglichen Lage.

2. Schichten, welche unter anderen, als schwebenden Lagerungsverhältnissen angetroffen werden, also aufgerichtet, gefaltet, geknickt, verworfen sind, haben eine Störung ihrer ursprünglichen Lage erfahren.

3. Dort, wo gestörte Schichten von schwebenden Schichten überlagert werden, hat der Akt der Schichtenstörung nach Bildung und Festwerdung der älteren und vor Ablagerung der jüngeren Schichtenreihe stattgefunden.

So fällt die Aufrichtung der in Fig. 114 wiedergegebenen silurischen Schiefer in die Zeit vor der Ablagerung der devonischen Sandsteine, mit anderen Worten in das Ende der Silurperiode, denn die Schichten des Devons lagern söhlig auf jenen auf, sind also erst, nachdem die Aufrichtung der silurischen Schiefer vollendet war, zur Ausbildung gelangt. Ganz ähnlich lassen sich die in Fig. 116 im Profil dargestellten Lagerungsverhältnisse deuten: sie beweisen, dass die dortigen Quarzitschiefer vor Beginn der kambrischen Periode aufgerichtet worden sind. Das relative Alter einer Schichtenstörung lässt sich naturgemäß um so genauer feststellen, je geringer der Altersunterschied zwischen der aufgerichteten und der schwebenden Schichtenreihe ist, am genauesten also, wenn beide unmittelbar auf einander folgenden Formationen angehören, wie dies in den beiden oben angeführten Beispielen der Fall war. Wäre hingegen der silurische Schiefer von Siccar Point (Fig. 114) statt von devonischen, z. B. von triadischen, also bei weitem jüngeren Sandsteinen bedeckt, so würde die Aufrichtung der ersteren im Verlaufe und an irgend einem Zeitpunkte der devonischen, karbonischen oder permischen Periode stattgefunden haben können, welcher nicht näher zu bestimmen ist, es würde also ein so enormer zeitlicher Spielraum gelassen, dass von einer näheren Altersbestimmung nicht mehr die Rede sein könnte.

Ganz ähnlich wie das relative Alter der Aufrichtung einer Schichtenreihe, lässt sich, wenn auch weniger häufig, dasjenige des **Empordringens gewisser Eruptivgesteine** bestimmen, wie es z. B. unter den durch Fig. 117 wiedergegebenen Verhältnissen der Fall ist. Hier ist auf einer Spalte, welche das Steinkohlengebirge von Durham um 8 m verworfen hat, Melaphyr emporgedrungen und hat nach seiner Erstarrung einen Gang gebildet. Auf dem durch die Einwirkung der Gewässer geebneten Ausgehenden der verworfenen karbonischen Schichten *c* und des verwerfenden Melaphyrganges sind die Gebilde des Rotliegenden *b* und des Zechsteines *a* abgelagert worden und in vollkommen horizontaler Lage er-

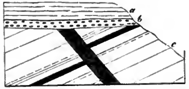


Fig. 117. *a* Zechstein; *b* Rotliegendes; *c* Steinkohlenformation, durchsetzt von einem Melaphyrgang. Quarrington Hill bei Durham.

halten geblieben. Daraus geht hervor, dass die Berstung und Verwerfung der karbonischen Schichtenreihe, sowie auch die Eruption jenes Melaphyres, vor die Ablagerung des Perm, also in das Ende des karbonischen Zeitalters fällt. Das geologische Alter jener Eruption ist somit konstatiert.

Wie schon öfters bemerkt (vergl. S. 174), verdankt die Mehrzahl der Gebirge dem Zusammenschub ursprünglich horizontal gelagerter Schichten ihren Ursprung, sind demnach der topographische Ausdruck großartiger Schichtenstörungen. Da wir unter bestimmten Verhältnissen in den Stand gesetzt sind, das relative Alter dieser letzteren festzustellen, so ist dadurch zugleich die Möglichkeit der relativen Altersbestimmung der Gebirge gegeben. Wenn wir also am Gehänge oder am Fuße einer Gebirgskette eine Schichtenreihe stark aufgerichtet, eine andere söhlig darüber liegen sehen, so kann mit Recht der Schluss gezogen werden, dass die Faltung der Schichten zu jener Kette bereits abgeschlossen war, ehe die jüngeren, jetzt noch horizontal liegenden abgelagert wurden, dass also die Schichtenstörung und, was gleichbedeutend ist, die Gebirgsbildung in den zwischen der Ablagerung beider Schichtenreihen liegenden Zeitraum fällt. Da jedoch die Gebirge nicht aus einem einzigen Faltungsakte hervorgegangen, also nicht wie mit einem Rucke emporgestiegen sind, da vielmehr ihre Bildung in einer ganzen Reihe sich successive wiederholender oder lang andauernder Stauchungen zu suchen ist, von denen jede einzelne die sich inzwischen abgelagert habende Schicht ergriff, so finden auch innerhalb der am Gebirgsbau teilnehmenden Schichtenreihen Diskordanzen statt, mit deren Hilfe es möglich ist, den Zeitpunkt des Beginnes der Faltungen, aus welchen ein Gebirge hervorging, zu fixieren. So begannen die Faltungen des heutigen Alpengebirges erst nach der Ablagerung der konkordant auf einander liegenden Trias-, Jura- und Kreideformation, also im Anfange der Tertiärperiode (im Eocän), während die eigentliche Hauptfaltung erst in die jüngere Tertiärzeit fällt. Ähnliches gilt vom Juragebirge; beide sind demnach sehr jugendlichen Alters. Die Zusammenstauchung der paläozoischen Schichten zum Harze begann in der karbonischen Periode und dauerte bis in die Tertiärzeit, denn einerseits sind die oberkarbonischen und permischen Schichten im eigentlichen Harzgebirge nicht mehr zur Ablagerung gelangt (das Areal des späteren Harzes war also bereits über den Meeresspiegel gehoben), andererseits ist die Kreideformation noch von den mit der Hebung verknüpften Schichtenstörungen betroffen und zwar vollständig überkippt worden. Außerdem aber wird dieser ältere Gebirgskern umrandet von zahlreichen Bruchzonen, welche erst aus jungtertiären, ja z. T. erst aus diluvialen Zeiten herrühren*). Die fundamentale Faltung des Erz-

*) A. v. Koenen. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. S. 187; 1884. S. 44. 1885. S. 53; 1886. S. 1.

gebirges stammt aus der Karbonzeit, denn das Unterkarbon (der Kulm) ist von ihr ergriffen und zu engen Mulden zusammengepresst oder steil aufgerichtet worden, während das Oberkarbon (die produktive Steinkohlenformation) diskordant und schwebend auf den Flügeln der ersteren ruht. Andere Gebirge, z. B. die Huron Mountains in Nordamerika, hatten ihre Erhebung bereits vor Beginn des kambrischen Zeitalters erlitten, denn die Ablagerungen dieser Periode liegen horizontal auf den Schichtenköpfen der krystallinischen Schiefer.

b) Die massigen Gebirgsglieder.

Die massigen Gebirgsglieder sind eruptiven Ursprunges, sind mit anderen Worten auf Wegen des geringsten Widerstandes, also auf Spalten, in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern durch die Erdkruste bis auf deren Oberfläche oder bis in deren Nähe emporgedrungen und haben dadurch wenigstens in ihren Wurzeln durchgreifende Lagerung erhalten.

§ 9. **Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder.** Sämtliche Ausbildungsformen der Eruptivgesteine haben ihre Wurzeln in der Erdkruste, welche sie als Gänge und Stöcke durchsetzen. Gelangte das Eruptivmaterial bis zur Erdoberfläche, so staute es sich entweder zu Kuppen auf oder breitete sich zu Decken und Strömen aus, welche bei wiederholten Eruptionen förmliche Deckensysteme oder, falls von späteren Meeresniederschlägen bedeckt, Lager bilden können. Andere Eruptivmassen, welche die Erdoberfläche nicht erreichten, sondern in der Tiefe, innerhalb unterirdischer Hohlräume erstarrten (plutonische Gesteine), erscheinen jetzt als Kerne, Lakkolithen oder Massivs (vgl. S. 283 ff. u. 287).

1. Gesteinsgänge sind von Eruptivmaterial ausgefüllte Spalten, demnach mehr oder weniger plattenförmige Gesteinsmassen, welche geschichtete sowohl, wie massige Felsarten unter den verschiedensten Win-

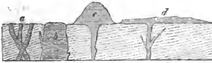


Fig. 118. *a* Gänge. *b* Stock. *c* Kuppe. *d* Decke.

keln durchsetzen, und sind demnach der Typus durchgreifender Lagerungsformen. Die Kontaktflächen zwischen Gangmasse und Nebengestein nennt man Salbänder. Die Gangmasse umfasst häufig losgerissene, zum Teil aus tieferen Niveaus emporgehobene Fragmente des Nebengesteines (siehe Fig. 119), und dringt auf der anderen Seite zwischen die Schichtungsflächen und Risse der letzteren und bildet dann seitliche Injektionen (Apophysen,

Verzweigungen'. Häufig ist die Erscheinung, dass die Struktur des Ganggesteines in der Mitte seiner Mächtigkeit grobkörnig zu sein, in der Richtung nach dem Nebengestein feinkörnig zu werden pflegt und endlich in der Nähe der Salbänder, also auf den Abkühlungsflächen, sich ganz dicht, ja

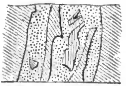


Fig. 119. Profil in dem Stollen der Eisensteinegrube Fröhliche Zusammenkunft bei Breitenbrunn im Erzgebirge. Glimmerschiefer wird durch einen 2,3 m mächtigen Granitgang durchsetzt, welcher flach schellenförmige Fragmente des Nebengesteines umfasst.

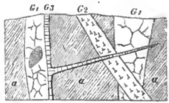


Fig. 120. Verschiedenalterige Granitgänge im Gneiß des Ilzthales im ostbayerischen Waldgebirge. Nach *Gümbel*. *a* Gneiß. G^1 älteste Granitgänge, G^2 jüngerer Granitgang, G^3 jüngster Granitgang mit seitlicher Apophyse.

glasig zeigt. Die Gänge können bis zu mehreren Hundert Metern Mächtigkeit und mehrere Meilen Längenerstreckung erreichen, erstere wechselt jedoch an verschiedenen Stellen ein und desselben Ganges, je nachdem sich Anschwellungen oder Verschmälerungen desselben einstellen.

Manche Distrikte sind reich an Gesteinsgängen; diese können dann entweder parallel laufen oder radial von einem Punkte ausstrahlen, wie bei Vulkanen, oder sich gegenseitig durchsetzen, wobei sie sich nicht selten verwerfen. In letzterem Falle ist der durchsetzende oder verwerfende Gang natürlich der jüngere (siehe Fig. 120).

2. Stöcke sind eruptive Gesteinsmassen von irregulärem Querschnitte und von oft bedeutenden Dimensionen, welche das Nebengestein mit durchgreifender Lagerung durchsetzen. Ihre Form ist äußerst verschieden; bald nähern sie sich der Gangform, sind also gewissermaßen als mächtige aufgeblähte und kurze Gänge zu betrachten, bald ist ihre Anschwellung so bedeutend, dass ihr Horizontaldurchschnitt elliptische Gestalt erhält, bald ist letzterer mehr oder weniger kreisförmig, endlich sind ihre Konturen ganz unregelmäßig und ihre Dimensionen dann nicht selten sehr beträchtlich, in diesem Falle bezeichnet man sie als Massivs. Ähnlich wie von den Gängen laufen auch von den Stöcken sehr häufig Apophysen bis zu beträchtlicher Entfernung aus und nehmen dabei oft eine feinkörnigere oder eine porphyrische Struktur an.

3. Lakkolithen hat Gilbert, Batholithen hat Sueß Eruptivmassen von brod-, linsen- oder glockenförmiger Gestalt genannt, welche von älteren Schichtgesteinen um- und überlagert werden, und z. T. auf die Weise entstanden sind, dass sich infolge seitlichen Schubes Schichtenkomplexe von ihrer Unterlage ablösten und zu Hohlräumen emporstauten,

in welche das empordringende Eruptivmagma eingepresst wurde und, ohne die Erdoberfläche zu erreichen, erkaltete. Dieselben haben die gewölbartig aufgetriebenen sie bedeckenden Schichten metamorphosiert und Apophysen in sie ausgesendet. Erst durch Denudation traten diese unterirdischen Eruptivmassen später zu Tage.

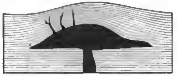


Fig. 121. Ein Lakkolith.

Hierher dürften auch diejenigen unserer Granit-, Syenit und Gabbro-Massivs gehören, deren Böschung mit geringer, z. T. sehr flacher Neigung unter das Nebengestein einschießt. Freilich sind ihre Unterlage und ihre Eruptionsstiele nirgends bloßgelegt, während es feststeht, dass dieselben ursprünglich unter einer Decke von kontaktmetamorphisch veränderten Sedimentgesteinen steckten, welche jetzt zum größten Teile der Denudation verfallen ist. Innerhalb derartiger Granit- und Syenitmassivs beobachtet man nicht selten beträchtliche Differenzierungen in der Struktur der Gesteinsmasse und dem Mischungsverhältnisse ihrer Bestandtheile, indem sich einerseits bald feinkörnige, bald grobkörnige oder porphyrische, anderseits besonders glimmer- oder hornblendereiche Partieen einstellen, welche zwar gewöhnlich lager- oder gangförmige Gestalt besitzen, jedoch nicht scharf begrenzt, sondern durch Übergänge mit dem Hauptgestein verschmolzen sind. Man bezeichnet dieselben nach Reyer als Schlieren. Dieselben haben zuweilen eine konzentrische Anordnung und Lage innerhalb des Massivs, die mit dem Emporquellen des Magmas in engem Zusammenhange steht. — An der Grenze mancher Granitstöcke gegen das Nebengestein oder gegen größere Gesteinsfragmente nimmt der Granit zuweilen eine außerordentlich grobkörnige (riesengranitische) Struktur an (Stockscheider von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge).

4. Kuppen (Domvulkane) werden die oberflächlichen kegel- oder glockenförmigen Aufstauungen vulkanischen Gesteinsmateriales genannt, als deren jetzt verstopfte Eruptionskanäle sich Gänge und gangförmige Stöcke erweisen. Ihr Zusammenhang mit diesen, namentlich aber ihre Struktur (siehe S. 152 u. 154) unterscheidet sie von kuppenförmigen Resten teilweise durch Erosion vernichteter, ursprünglich weit ausgedehnter Decken und Ströme. Porphyr, Trachyt, Phonolith und Basalt bilden am häufigsten solche echte Kuppen (Quellkuppen).

5. Ströme nennt man vulkanische Gesteinsmassen, welche sich von ihrem Eruptionspunkte aus stromartig, d. h. mit sehr vorherrschenden Längendimensionen, abwärts ergossen haben. Auf steil geneigtem Untergrunde sind sie meist schmal und nur wenig mächtig (Fig. 122), während sie auf sich sanft abflachendem Terrain eine große Ausbreitung und Mächtigkeit

gewinnen können (siehe S. 149 u. Fig. 30). Hierher gehören die Lavaströme der Jetztzeit, sowie die Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Melaphyrströme der Tertiär- und der Permperiode.

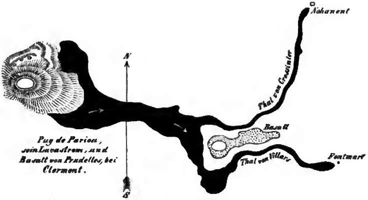


Fig. 122. Lavastrom.

6. Decken sind Gesteinergüsse, welche eine allseitige, beträchtliche Ausdehnung besitzen und andere Gesteine horizontal überlagern. Die Begrenzungsflächen dieser Decken, nämlich deren Ober- und Unterfläche, laufen im allgemeinen parallel, lassen jedoch häufig mehr oder weniger



Fig. 123. Decke von Basalt, mit Basaltgängen zusammenhängend, bei Suinish Point auf Skye.

bedeutende Unebenheiten wahrnehmen, was namentlich an der Unterseite der Fall sein muss, weil sich in deren Form notwendig alle Unregelmäßigkeiten der Auflagerungsfläche wiederholen. Sehr gewöhnlich hängen die Decken mit Gängen, also durch erstarrtes Gestein ausgefüllten Eruptionsspalten zusammen. Nicht selten folgen solche Decken in großer Anzahl auf einander und bilden dann förmliche Deckensysteme (s. S. 153).

7. Lager von eruptivem Gesteine sind ursprünglich deckenförmige Ausbreitungen auf dem einstmaligen Meeresgrunde oder der früheren Erdoberfläche, welche durch fortgesetzte oder spätere Niederschläge von Seiten der Gewässer mit sedimentären Schichten bedeckt wurden, also jetzt gleichförmig in die sedimentäre Schichtenreihe eingeschaltet erscheinen, aber ihrem Ursprunge nach ebenfalls an irgend einem Punkte mit einem Eruptionskanale in Verbindung stehen oder gestanden haben müssen. Sie sind stets älter, als die sie überlagernden sedimentären Schichten, welche deshalb

oft aus dem von den Wellen zerkleinerten Materiale der einstmaligen Decke (dem jetzigen Lager) von Eruptivgestein bestehen. Sehr häufig sind sie mit zum Teil versteinerungführenden Tuffeinlagerungen verknüpft und wechsellagern mit solchen. An den Störungen der Schichtensysteme haben sie natürlich in demselben Maße wie die sedimentären Schichten teilgenommen. Vorzugsweise sind es Diabas, Quarzporphyr und Melaphyr, welche als Lager auftreten, und auf welche zurückzukommen sich in dem Abschnitte über Formationslehre genugsam Gelegenheit bieten wird.

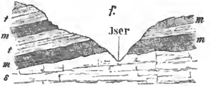


Fig. 124. Lager von Melaphyr (*m*) im Sandstein (*s*) und Schieferthon (*t*) des Rotliegenden bei Ober-Sitowa im Iserthal in Böhmen. Nach *Hochstetter*.

8. Lagergänge sind plattenförmige Massen von Eruptivgestein, welche entweder von einer großen gang- oder stockförmigen Eruptivmasse aus zwischen die Schichten des Nebengesteines eingepresst wurden, oder dadurch entstanden sind, dass auf einer Spalte, welche nicht ganz bis zur Erdoberfläche reichte, glutflüssiges Material empordrang und von hier aus einer besonders deutlich ausgesprochenen Schichtungskluft bis zu Tage folgte und somit nur eine modifizierte Gangform repräsentiert. Ein Lagergang ist demnach stets jünger, als sein hangendes Nebengestein, von welchem er nicht selten Fragmente einschließt, und in welches er auch Apophysen aussendet.

In Strömen, Decken und Lagern offenbart sich oft eine deutliche Fluktuationsstruktur, indem namentlich die größeren porphyrischen Gemengteile eine der Stromrichtung parallele Lage angenommen haben oder indem sich schlierenartige Differenzierungen in der Gesteinsmasse einstellen.

9. Auswürflinge. Durch die bei Eruptionen stattfindenden Explosionen der mit der glutflüssigen Masse empordringenden Gase und Dämpfe wird diese zu vulkanischer Asche zerstäubt oder in Gestalt von Lapillis, Bomben und zum Teil metergroßen Auswürflingen aus dem Eruptionskanale in die Höhe geschleudert (s. S. 116). Auf die Erdoberfläche zurückfallend, häufen sie sich entweder um den letzteren zu einem Schichtvulkan an, oder geraten in die nahen Gewässer, von welchen sie zu horizontalen Lagen ausgebreitet, oft mit echten Sedimenten untermischt, im Laufe der Zeit teilweise zersetzt und dadurch zu Tuffen werden (s. S. 122). Diese sind nicht ausschließlich das Produkt der jüngsten vulkanischen Thätigkeit, sie spielen vielmehr bereits seit den paläozoischen Perioden eine wichtige Rolle in vielen Formationen, in welchen sie als normal zwischengelagerte Glieder auftreten, z. B. Diabastuffe im Silur, Devon und Kulm, — Porphyrtuffe im Rotliegenden.

Alle diese Lagerungsformen der eruptiven Gesteine werden bei Besprechung der vulkanischen Ereignisse, wie sie sich im Verlaufe der einzelnen geologischen Perioden bethätigt haben, ihre Erläuterung durch Beispiele und Profile finden.

§ 10. **Die Absonderungsformen der massigen Gesteine** sind die Resultate der bei eintretender Abkühlung und Festwerdung der glutflüssigen Gesteinsmasse erfolgenden Kontraktion. Aus letzterer gingen innere Zerklüftungen des Gesteines und aus diesen mehr oder weniger regelmäßig gestaltete Gesteinskörper hervor. Diese Absonderungsformen sind entweder unregelmäßig polyedrisch oder säulenförmig oder plattenförmig (s. S. 154).

Bei unregelmäßig polyedrischer Absonderung durchschneiden die Zerklüftungsflächen das Gestein nach verschiedenen, ganz unbestimmten Richtungen, wodurch regellos gestaltete, von ebenen Flächen umschlossene, scharfkantige Gesteinsstücke entstehen. Diese Strukturform gehört zu den häufigsten Erscheinungen und ist bei fast allen Graniten, Porphyren und Diabasen anzutreffen.

Zerfällt das Gestein in lauter mehr oder weniger langgestreckte prismatische Körper, welche dicht, wie Bienenwaben, neben einander stehen, so nennt man es säulenförmig abgesondert. Die Gesteinssäulen sind gewöhnlich fünf- oder sechsseitig, ihre Seitenflächen sind meist ebenflächig und glatt. Die Winkel, unter denen sie zusammenstoßen, sind vollständig unbestimmt. Der Durchmesser der Säulen beträgt wenige Centimeter bis 5, 6 oder 7 m, ihre Länge bis über 100 m. Gewöhnlich sind sie gerade, seltener bogenförmig gekrümmt. Am häufigsten und schönsten ausgebildet zeigt sich die säulenförmige Absonderung am Basalte, nächstdem bei Quarzporphyren, selten bei Diorit und Melaphyr. Zuweilen stellt sich eine Quergliede-

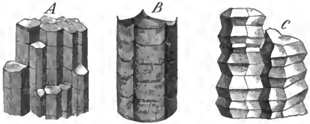


Fig. 125. Gegliederte Basaltsäulen.

rung der Säulen des Basaltes ein, der zufolge sie in lauter einzelne auf einander stehende Stücke geteilt werden. Die Trennungsflächen dieser Glieder sind entweder ebenflächig und setzen in größeren oder kleineren Zwischenräumen rechtwinkelig durch die Säulen hindurch (Fig. 125 A), oder sie haben einerseits eine konkave, andererseits eine konvexe Endfläche und sind so auf einander gesetzt, dass die gewölbten Enden des einen Glie-

des in die Endvertiefungen des nächsten hineinpassen (Fig. 125 *B*). Seltener ist die in Fig. 125 *C* wiedergegebene Absonderungsform, der zufolge die Basaltsäulen aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden aufgebaut zu sein scheinen (Casseler Ley bei Bonn), welche an anderen Lokalitäten (Käsegrotte in der Eifel) die Gestalt zusammengepresster Ellipsoide annehmen.

Bei sämtlichen Lagerungsformen der Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise der Basalte, Trachyte, Porphyre und Melaphyre kann sich säulenförmige Absonderung einstellen, welche dann rechtwinkelig auf die Abkühlungsflächen der Gesteine gerichtet ist. Deshalb stehen die Säulen bei Decken, Strömen und horizontalen Lagern vertikal, bei Kuppen rechtwinkelig auf der Oberfläche oder dem Untergrunde derselben, bei Gängen rechtwinkelig auf deren Salbändern.

Bei plattenförmiger Absonderung ist das Eruptivgestein in lauter tafel- oder bankartige Parallelmassen gegliedert. Man begegnet dieser Erscheinung ziemlich oft beim Granit, der sich dann in sehr mächtige, meist flach liegende Bänke trennt, sowie beim Porphyr, viel ausgezeichneter jedoch beim Basalt und namentlich beim Phonolith. Die Abhängigkeit ihres Verlaufes von der äußeren Gestalt gewisser Eruptivmassen tritt vorzugsweise bei phonolithischen Kuppen hervor, welche ein System von konzentrisch über einander gestülpten Schalen repräsentieren, die allseitig von der Achse des Berges abfallen (siehe S. 154). Decken, Ströme, sowie Gänge zeigen zuweilen ebenfalls plattenförmige Absonderung: auch hier pflegen die Platten den Gesteinsgrenzen, also in ersterem Falle der Tagesoberfläche, bei Gängen den Salbändern parallel zu liegen.

Kugelige Absonderung ist zahlreichen und verschiedenartigen Eruptivgesteinen eigen, tritt jedoch in vielen Fällen erst bei Beginn der Verwitterung hervor. Dann erscheint das Gestein aus lauter zum Teil metergroßen Kugeln zusammengesetzt, welche in konzentrisch-schalige Lagen abgesondert sind. Besonders bei Diabasen, Basalten und Trachyten, aber auch bei Porphyr und Granit ist diese Strukturform ausgeprägt.

c) Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

A. v. Groddeck. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879.
B. v. Cotta. Die Lehre von den Erzlagerstätten. II. Aufl. Freiberg 1859; und: die Erzlagerstätten Europas. Freiberg 1861.

§ 11. **Wesen und Entstehung der Mineralgänge.** Mineralgänge sind durch successive Absätze aus Mineralsolutionen völlig oder teilweise ausgefüllte Gebirgsspalten (gewissermaßen durch Mineralsekretion geheilte Gesteinsbrüche), während wir unter Gesteinsgängen vom Erdinnern aus mit glutflüssiger Masse injizierte, also aus einem Akte des Festwerdens hervorgegangene Gesteinsplatten verstanden. Wie alle Spalten, sind auch diejenigen,

welche zur Bildung von Mineralgängen Veranlassung gaben, durch Berstung von in Faltung begriffenen Schichtenkomplexen oder von die letzteren durchsetzenden Eruptivgesteinen infolge seitlichen gebirgsbildenden Schubes, — in einzelnen Fällen aber auch durch Verringerung des ursprünglichen Volumens eines eruptiven Gebirgsgliedes infolge seiner Abkühlung entstanden. Sehr deutlich tritt die letzterwähnte Entstehungsweise in dem durch Fig. 126

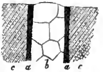


Fig. 126. Gänge von Brauneisenstein *a*, im Kontakte eines Grünsteinganges *b* u. Schwefelkies führender Talkschiefer *c*. Haile Mine in Süd Carolina. (*H. Crd.*)



Fig. 127. Kombinierter Quarzgang bei Redruth in Cornwall (Wheal-Cathedral-Grube).
G Granit als Nebengestein. 1 Quarz mit wenig Flussspat. 2. Quarz mit wenig Kupferkies. 3. Quarz mit viel Kupferkies. 4. Quarz mit wenig Flussspat. 5. Reiner Quarz. 6. Quarz mit wenig Kupferkies.

wiedergegebenen Beispiele hervor. In einem Tagebau der Haile Mine in Süd-Carolina durchsetzt ein 1,3 m mächtiger Grünsteingang *b* eine Schichtenreihe von talkigen Quarzschiefern *c*, welche von goldhaltigem Schwefelkies imprägniert sind. Auf jeder Seite dieses Grünsteinganges, also auf seinen Kontaktflächen mit den Talkschiefern, ist ein 10 bis 15 cm mächtiger Gang von dichtem Brauneisenerz (*a*) zur Ausbildung gelangt. Es ist augenscheinlich, dass die Spalten, in denen letztere von statten ging, durch Volumenverringerung infolge der Abkühlung des anfänglich glutflüssigen Eruptivgesteines entstanden und später durch die Zersetzungsprodukte des die Talkschiefer imprägnierenden Schwefelkieses ausgefüllt wurden.

Nicht immer sind die Spaltenräume der Gänge durch einen einzigen Zerreißungsakt entstanden, sondern sind ursprünglich schmale Klüfte gewesen, die sich allmählich erweitert haben, ja früher gebildete und gangartig ausgefüllte Spalten haben wiederholte spätere Aufreißungen erlitten, — eine ganz natürliche Erscheinung, wenn man berücksichtigt, dass die Stauchung und Faltung, durch welche solche Gangspalten entstanden, keine einmalige instantane, sondern eine langandauernde und wiederholte war, wodurch immer von neuem gegenseitige Verschiebungen der Spaltenflächen bedingt wurden. Waren die Spalten bereits durch Gangmasse verkittet, so erfolgte jedesmal eine Auseinanderreißung des Ganges, eine allmähliche Ausfüllung der neuen Kluft durch Gangmineralien und so eine fortgesetzte Erweiterung des Gesamtganges. Eine ausgezeichnete Illustration dieser Vorgänge liefert das in Fig. 127 wiedergegebene Gangprofil aus dem Zinnerzdistrikt von Cornwall. Der hier abgebildete Quarzgang ist eine Kom-

bination von sechs verschiedenalterigen Quarzgängen, die durch Wiederaufreißung der alten Spalte jedesmal auf der Kontaktfläche des vorhandenen Ganges und des Nebengesteines zur Ausbildung gelangten. Daher die zonenweise nach der Mitte zu gerichteten Quarzkrystalle und daher die ungleiche Mineralführung der sechs Bänder.

Da die Ausfüllung der Gangspalten nach und nach durch Ausscheidung aus zufließenden Minerallösungen erfolgte (vergl. S. 211), so sind die dem Nebengesteine benachbarten Partieen der Mineralgänge zuerst, die mittleren Zonen zuletzt, sowie die Gangmineralien sehr häufig in der Grenzfläche des Ganges parallelen, sich auf jeder Seite in gleicher Ordnung wiederholenden Bändern abgesetzt worden, und eben deshalb sind in der Regel die Krystallspitzen gegen die Gangmitte gerichtet. Fand nur eine teilweise Ausfüllung der Spalte statt, so ist gewöhnlich in der zentralen Gangzone ein Raum von verschiedener Länge und Breite offen geblieben, dessen Wandungen von Krystallen ausgekleidet sind. Es sind dies die Gangdrusen oder Drusenräume, welche zuweilen (so zu Andreasberg und Joachimsthal) 10 und mehr Meter im Streichen und Fallen erreichen.

§ 12. **Material und Struktur der Mineralgänge.** Die Ausfüllung einer Gangspalte ist entweder nur von einer einzigen Mineralart oder von einer Vergesellschaftung mehrerer, oft zahlreicher Mineralspezies bewirkt worden. Je nachdem nun unter den gangbildenden Mineralien ein metallführendes, also ein Erz, eine nutzbare Rolle spielt oder nicht, hat man von rein bergmännischem Standpunkte aus die Mineralgänge in taube und erzführende (Erzgänge) eingeteilt (vergl. S. 212).

Taube Mineralgänge werden meist von Quarz, Kalkspat, Schwerspat oder Flussspat zusammengesetzt, die entweder jeder für sich oder aber sämtlich oder teilweise vergesellschaftet vorkommen, außerdem häufig losgebrochene Fragmente des Nebengesteines umschließen. Anderorts aber sind diese Mineralien zugleich auch die meist vorwaltenden Begleiter der auf Gängen auftretenden Erze, welche ihrer Masse nach oft außerordentlich hinter den tauben Gangmaterialien zurückstehen, ja als edle Metalle oft nur in kaum sichtbar feinen Körnchen in diese eingesprengt sind. Obwohl schon die Anzahl der bei der Gangbildung selbst zur Ausscheidung gelangten metallführenden Mineralien eine außerordentlich große ist, wird die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Gangmasse noch vermehrt durch die Herausbildung zahlreicher sekundärer Metallsalze, die aus der Zersetzung der ursprünglichen Erze hervorgehen, sowie durch das Auftreten vieler in mineralogischer Beziehung interessanter Haloide und Geolithe (wie Apophyllit, Harmotom, Desmin, Prehnit, Topas, Apatit, Gyps u. s. w).

Die Art und Weise, wie die die Gangspalten ausfüllenden Mineralien verwachsen und angeordnet sind, bezeichnet man als die **Struktur** der Mineralgänge. Als solche Strukturformen sind hervorzuheben:

1. die massige Gangstruktur; die Gangmineralien lassen keine Regelmäßigkeit der Anordnung erkennen, sie sind wirr zu körnigen oder dicht erscheinenden Aggregaten verwachsen. Sie zeigt sich sehr gewöhnlich z. B. bei Schwefelkies-, Brauneisenstein- und Kalkspatgängen, ferner bei Gängen, die aus körnigen Aggregaten von z. B. Quarz, Kalkspat, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies bestehen.

2. Die eingesprengte Gangstruktur; in einer gleichmäßig dichten oder körnigen Gangmasse von ein oder mehreren Mineralien sind feine Körner, Blätter oder Krystalle eines anderen, meistenteils eines Erzes eingewachsen; so z. B. das Gold in den Quarzgängen Californiens.

3. Die symmetrisch-lagenförmige (bandartige) Gangstruktur, die einzelnen Gangmineralien oder Aggregate mehrerer derselben bilden verschiedenartige Lagen, die den Salbändern parallel laufen und sich von diesen aus nach der Mitte zu in gleicher Weise wiederholen, also eine symmetrische Anordnung besitzen. Diese Struktur ist auf den Erzgängen von Clausthal, Andreasberg und Freiberg sehr häufig, ist jedoch auch im übrigen nicht selten. So zeigt nachstehendes, dem westhannoverschen Flachlande entnommenes Beispiel (Fig. 128) einen in kretaceïschen Schieferthonen auf-

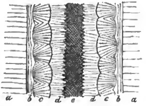


Fig. 128. Asphaltgang im Gault von Bentheim. Nach *Heinr. Crd.*
a Schieferthon des Gault; *b* lettiger Asphalt; *c* radialstrahliger Schwefelkies; *d* blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen; *e* reiner Asphalt.

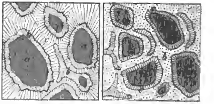


Fig. 129. Ringelerze aus den Clausthaler Gruben Dorothea und Ring und Silberschnur.
a Bruchstücke des Nebengesteines. *b* Bleiglanz. *c* Quarz. Nach *v. Groddeck.*

setzenden Gang, an dessen beiderseitigen Salbändern sich zuerst eine Lage von lettigem Asphalt (*b*), darauf eine solche von radial-strahligem Schwefelkies, auf dieser eine von stengeligem Kalkspat abgesetzt hat, deren einzelne Individuen alle nach innen zu angeschossen sind, und deshalb rhomboëdrische Endflächen tragen. Schließlich ist die zentrale Zone von pechschwarzem, stark glänzendem Asphalt ausgefüllt worden.

4. Die konzentrisch-lagenförmige Gangstruktur (kokardenartig); Bruchstücke des Nebengesteines sind von lauter konzentrischen Lagen verschiedenartiger Gangmineralien umgeben. Schließlich sind auch die übrigbleibenden Zwischenräume von einem Gangminerale ausgefüllt. Solche sog. Ringelerze sind z. B. durch verschiedene Gruben des Clausthaler Erzdistriktes aufgeschlossen worden (siehe Fig. 129).

5. Die breccienartige Gangstruktur; Bruchstücke des Nebengesteines werden von Gangmasse umschlossen; — ist diese, was verhältnismäßig nur selten ist, in konzentrische Lagen gesondert, so entsteht die eben erwähnte konzentrisch-lagenförmige Struktur.

6. Die drusige Gangstruktur; unregelmäßige Hohlräume, deren Wände von hervorragenden Krystallenden gebildet werden, durchziehen die Gangmasse und zwar meist in den zentralen Zonen symmetrisch-lagenförmiger Gänge, als letzte Reste der durch beiderseitiges Ankrystallisieren ausgefüllten Gangspalten.

Eine **Systematik** der Mineralgänge nach ihrer Zusammensetzung ist unthunlich, weil einerseits sehr verschiedenartige und zahlreiche Erze und Gangmineralien in einem Gange vergesellschaftet vorkommen, bei dessen Benennung das in bergmännischer Beziehung wichtigste, geologisch vielleicht weniger wesentliche Mineral den Ausschlag geben musste, andererseits ändern gewisse Gänge ihre Mineral- (und namentlich Erz-)führung in gewisser Teufe vollkommen, und schließlich ist eine sich überall wiederholende gesetzmäßige Vergesellschaftung bestimmter Gangmineralien nur selten (so bei den Zinnerzgängen) nachweisbar. Höchstens auf räumlich beschränkten Gebieten, also in einzelnen Erzdistrikten, finden gewisse Regeln des Zusammenvorkommens der Gangmineralien ihren Ausdruck, so dass man hier von ganz bestimmten Mineralkombinationen oder sogenannten Gangformationen sprechen kann. So zeigt sich z. B. zwischen den Andreasberger Erzgängen (siehe sub: Devonische Formation) und den benachbarten von Clausthal (siehe sub: Karbonische Formation) mit Bezug auf Nebengestein, Mächtigkeit und Ausdehnung, namentlich aber in den dort vorkommenden Gangmineralien, vorzüglich Erzen, eine so durchgreifende Verschiedenheit, dass man im Gegensatze zu der Clausthaler von einer Andreasberger Gangformation sprechen darf. In anderen Erzdistrikten treten Gänge von durchaus verschiedenartiger mineralischer und struktureller Beschaffenheit, also verschiedene Gangformationen in direkter Vergesellschaftung auf; so in dem von Freiberg (siehe sub: Archäische Formationen).

In diesem Lehrbuche sind die Mineralgänge als integrierende Teile derjenigen Formationen, in denen sie aufsetzen, aufgefasst und bei deren Beschreibung mit inbegriffen worden, — sind sie doch durch ihr Nebengestein, und die von ihnen umschlossenen Nebengesteinsbruchstücke auf das innigste mit den einzelnen Formationen der Erdkruste, — durch die Entstehung ihrer Spalten, durch die wiederholte Aufreißung derselben, durch Verwerfungen, die sie erlitten oder bewirkt haben, auf das untrennbarste mit der Geschichte jeder Formation und der von dieser gebildeten Territorien verwachsen. Die wichtigsten und lehrreichsten Mineralgangvorkommen werden deshalb in den Kapiteln über Formationslehre etwas eingehendere Erwähnung finden.

§ 13. Tektonisches Verhältnis der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine. Als Ausfüllungen von Spalten besitzen die Mineralgänge durchgreifende Lagerung. Das Gestein, in welchem ein Mineralgang aufsetzt, heißt sein Nebengestein. Von diesem ist die Gangmasse entweder bloß durch eine Ablösungskluft, das Salband, oder eine sehr schmale Thonlage, den Besteg getrennt, kann aber auch mit demselben fest verbunden, angewachsen sein. Die Salbänder sind zum Teil rauh und uneben, zum Teil bilden sie glatte, bisweilen selbst spiegelige Flächen, welche oftmals n der Richtung des Fallens des Ganges, mitunter auch schräg oder horizonta gestreift und gefurcht sind (Harnisch, Spiegel), eine Erscheinung, deren Ursprung in Senkungen und Rutschungen, bei horizontaler Streifung durch seitliche Bewegungen der durch die Spalten außer Zusammenhang gesetzten Gesteinsmassen zu suchen ist (s. S. 327 u. 329).

Wie bei anderen Gebirgsgliedern unterscheidet man auch bei Mineralgängen Hangendes und Liegendes, Streichen, Fallen und Mächtigkeit, Begriffe, welche bereits früher ihre Besprechung erfahren haben.

Die Andauer der Mineralgänge im Streichen ist eine sehr verschiedene, von kurzen Schnürchen, welche die Gesteine durchziehen, bis zu meilenweit sich erstreckenden Gängen sind alle Längendimensionen vertreten. Ebenso kann ihre Streichungsrichtung bald geradlinig, bald bogen- oder hakenförmig sein, und gleichem Wechsel ist der Fallwinkel unterworfen. Nach der Größe des letzteren unterscheidet man wohl schwebende Gänge mit einem Fallwinkel von 0 bis 15°, flache Gänge mit einem solchen von 15 bis 45°, tonnlägige Gänge mit einem solchen von 45 bis 75°, steile Gänge von 75 bis 90° und endlich saigere Gänge von 90° Fallen.

Auch mit Bezug auf die Mächtigkeit herrscht bei den Mineralgängen die größte Verschiedenheit, so dass sie sich zwischen papierdünnen Klüftchen (Tellurklüfte von Offenbanya in Siebenbürgen) und stellenweise 50 bis 60 m mächtigen Gängen (Bleiglanzgänge von Clausthal im Oberharz) bewegen. An einem und demselben Mineralgange wechselt die Mächtigkeit sowohl im Streichen als auch im Fallen (er verdrückt sich und thut sich wieder auf), nimmt zum Teil nach der Tiefe zu, zum Teil aber auch ab, steht bald in geradem, bald in umgekehrtem Verhältnisse zur Erzführung, so dass sich diese mit dem Mächtigerwerden des Ganges bald vermehrt, bald vermindert, — lauter Erscheinungen, welche zwar in bestimmten Gangdistrikten einer gewissen Gesetzmäßigkeit unterworfen sind, aber keine Verallgemeinerung gestatten.

Häufig teilen sich die Mineralgänge in ihrer Streichungs- oder Fallrichtung in mehrere größere Äste, sie gabeln sich, oder in zahlreiche schmale Trümer, sie zerschlagen oder zertrümern sich, um sich dann entweder allmählich im Nebengesteine zu verlieren (siehe Fig. 130)

oder sich wieder zusammenzuscharen. Nicht selten trennen sich Trümer an irgend einer Stelle vom Hauptgange, ziehen sich in das Hangende oder Liegende und keilen sich hier entweder aus (als hangende oder liegende Trümer), oder legen sich wieder an den Hauptgang an (als Bogentrümer), oder laufen endlich nach einem benachbarten Gange, um sich mit diesem zu vereinen (Diagonaltrümer).

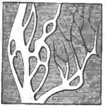


Fig. 130. Zertrümerung des Andreaskreuzer Ganges bei St. Andreasberg im Harze. (*H. Crd.*)

Wie bereits aus der Glättung und Streifung der Gangwände hervorgeht, sind in vielen Fällen durch die Gangspalten z. T. sehr beträchtliche Verwerfungen bedingt worden. Dann bestehen die Gänge oft zum großen Teile aus Bruchstücken und Zermalmungsprodukten des Nebengesteines, welche durch die mit der Verschiebung verbundene Zertrümmerung der Schichtenenden erzeugt worden sind (z. B. der Gangthonschiefer von Clausthal).

§ 14. Verhältnis mehrerer Gänge zu einander. Ein Mineralgang tritt selten für sich allein, vielmehr meistens mit anderen vergesellschaftet auf. Diese ziehen sich dann in größerer oder geringerer Parallelität oft weit neben einander her; eine solche zonenweise Gangvergesellschaftung wird als Gangzug bezeichnet. Vereinigen sich zwei dieser Gänge, so scharen sie sich, legt sich der eine an einen anderen an, so wird er von diesem geschleppt, durchschneiden sie sich gegenseitig, so durchsetzen sie einander und bilden ein Gangkreuz.

Verwerfungen eines Mineralganges entstehen dadurch, dass dieser im Verein mit seinem Nebengesteine von einer Spalte durchsetzt wird. Die auf solche Weise getrennten Gebirgs- und Gangflügel können unabhängig von einander von einer Bewegung betroffen werden, wodurch die getrennten Gangenden gegen einander verrückt, also verworfen werden. Meist hat wohl ein Abwärtsrutschen, eine Senkung des Hangenden auf dem Liegenden stattgefunden. Die verwerfende Spalte kann zugleich die Veranlassung zur Bildung eines jüngeren Mineralganges, des sogenannten Verwerfers geben. In diesem Falle erhält die Ausfüllungsmasse des Verwerfers gewöhnlich einen anderen mineralischen Charakter, als ihn der verworfene Gang besitzt. Das durch Fig. 131 wiedergegebene Beispiel ist dem Zinnerzdistrikte von Cornwall entnommen. Von den hier dargestellten Gängen sind

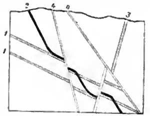


Fig. 131. Gangverwerfungen in der Peever-Grube in Cornwall. 1, 2, 3 verschiedenalterige, sich verwerfende Zinnerzgänge, 4 noch jüngere Kupfererzgänge.

die beiden mit 1 bezeichneten die ältesten, denn sie werden von allen übrigen durchsetzt und zum Teil verworfen. Dem Alter nach folgt ihnen der Zinnerzgang 2, welcher die Gänge 1 durchsetzt, dahingegen im Verein mit diesen vom Zinnerzgang 3 verworfen wird. Noch jünger als 1, 2 und 3 sind die beiden Kupfererzgänge 4, denn sie verwerfen die sämtlichen übrigen.

Zu der Gruppe der Verwerfungen gehören die in vielen Gangdistrikten nicht seltenen Verschiebungen, welche dadurch entstehen, dass bereits gefaltete oder aufgerichtete Gebirgsschichten nebst den in ihnen aufsetzenden fertigen Gängen durch fortdauernden seitlichen Druck zerrissen und auf den so erzeugten, sich oft in geringer Entfernung von einander wiederholenden Kluftflächen jedesmal um etwas verschoben werden (Fig. 132).

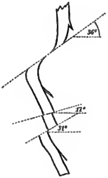


Fig. 132.
Gangverschiebungen.
Samsoner Gang, St. Andreasberg.
(*G. Köhler.*)

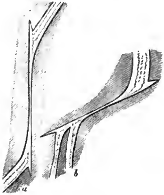


Fig. 133.
a u. *b*. Gangauslenkungen.
St. Andreasberg. (*H. Crd.*)

Hierbei sind nicht selten die Enden der Gangstücken im Sinne der Fortbewegung umgebogen und schweifartig ausgezogen worden*).

Neben den eigentlichen Verwerfungen eines Ganges durch einen anderen oder durch eine Spalte kommen den Verwerfungen ähnliche Störungen in dem Verlaufe der Mineralgänge vor, die dadurch zu erklären sind, dass Gangspalten bei ihrem Entstehen auf steile, flache oder entgegengesetzt einfallende Ablösungsflächen oder Klüfte trafen, diesen als Flächen des geringsten Widerstandes eine Strecke weit folgten und dann in ihrer ursprünglichen Richtung weiter in die Höhe fortsetzten. Derartige Gangauslenkungen sind hiernach nicht die Folgen von Verrückungen der fertigen Mineralgänge auf später entstehenden Klüften, sondern Ablenkungen von

*) G. Köhler. Die Störungen der Gänge. Leipzig 1886. S. 25.

ihrer Hauptrichtung bei dem Entstehen ihrer Spalten auf bereits vorhandenen Diskontinuitäten. Auf diese Weise erklärt sich die gegenseitige Verwerfung, die gleiche Ausfüllung und die völlige Verschmelzung der Ausfüllung zweier sich verwerfender, also anscheinend verschiedenalteriger Gänge, sowie die Erscheinung, dass sich die getrennten Flügel eines Mineralganges schmitzenartig an eine Verrückungsspalte anlehnen und mit dieser eine Strecke weit schleppen (Fig. 133*a*), und endlich, dass sich der eine Gangflügel in der Nähe einer Spalte vielfach zertrümert, während der andere nur e i n Gangstück bildet (Fig. 133*b*). Solche Gangauslenkungen sind namentlich aus den Gangdistrikten von Andreasberg, Przibram, Nagyag und Clausthal bekannt geworden.

Sechster Abschnitt.

Historische Geologie.

a. Einleitendes.

Allgemeine paläontologische Litteratur.

A. Goldfuß. Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands und der angrenzenden Länder. Düsseldorf 1826 bis 1844.
F. A. Quenstedt. Petrefaktenkunde Deutschlands. Cephalopoden. Tübingen 1845 bis 1849. Brachiopoden 1869. Echinodermen 1873. Spongien 1878. Korallen 1878. Gastropoden 1881—84.
F. A. Quenstedt. Handbuch der Petrefaktenkunde. 3. Aufl. Tübingen 1885.
K. A. Zittel. Handbuch der Paläontologie. München, seit 1876 im Erscheinen. I. Abth. Paläozoologie von K. A. Zittel; II. Abth. Paläophytologie von A. Schenk.
G. Steinmann u. L. Döderlein. Elemente der Paläontologie. Leipzig. 1890.
H. Graf zu Solms-Laubach. Einleitung in die Paläophytologie. Leipzig 1887.
H. Haas. Die Leitfossilien. Leipzig. 1887.
H. G. Bronn u. F. Römer. Lethaea geognostica. 3. Aufl. Stuttgart 1851—56. 4. Aufl. von F. Römer. Lethaea palaeozoica 1880 und 1883.
W. Dunker und K. Zittel (bis 1868 W. Dunker u. H. v. Meyer). Palaeontographica. (Zetschrift für Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt.) Kassel, seit 1846.
W. Dames u. E. Kayser. Paläontologische Abhandlungen. Berlin, seit 1882.

§ 1. **Die Aufgabe der historischen Geologie** ist die Erforschung der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner; sie erblickt ihr Endziel darin, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen.

Die jeweilige Erscheinungsweise unseres Planeten ist das Gesamtresultat aller früheren Einzelvorgänge auf demselben, — deshalb nimmt die Mannigfaltigkeit in der Gliederung der Erdoberfläche zu, je länger sich die verschiedenartigen Einwirkungen auf diese letztere bethätigen konnten. Zugleich aber eröffnet diese allmähliche Summierung der Einzelvorgänge und ihrer Resultate bis dahin schlummernden Naturkräften ein Feld für ihre

Thätigkeit und bringt dadurch größere Mannigfaltigkeit in die umgestaltenden Ursachen.

Um sich dieses Entwickelungsgesetz an einem Beispiele zu vergegenwärtigen, stelle man sich einen weiten Ozean vor. Ein Teil seines Grundes wird über den Meeresspiegel gehoben: es erfolgt eine Scheidung von Land und Wasser. Ein Strich des neu gewonnenen Festlandes wird zur Gebirgsmasse emporgestaut und die Erdoberfläche in Gebirge, Ebene und Meer gegliedert. Die bis dahin stagnierenden Wasser bahnen sich Wege nach der See: es entstehen Flusssysteme, — sie erhalten zugleich Gelegenheit zur Ausübung ihrer thalbildenden und modellierenden Thätigkeit: zu dem früheren Landschaftsbilde gesellen sich Schluchten und Thäler, abgerundete Bergrücken und steile Felsgrate. Auf ihrem Wege nach der Tiefe führen die fließenden Gewässer Gesteinsmaterial mit sich fort, schwemmen es nach den Mündungen der Ströme und bilden dort Deltas, und endlich bedeckt sich der nackte Felsgrund unter dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien mit Geröll, Grus und Erde, — kurz, durch Summierung einander bedingender Einzelvorgänge ward der ebene Meeresgrund zu einer abwechselungsreichen Landschaft.

Weit größer aber als in dem gewählten Beispiele ist die Mannigfaltigkeit der Vorgänge, deren Gesamtheit man als den Entwickelungsprozess unseres Planeten bezeichnet. Die glutflüssige Erde bedeckt sich mit einer Erstarrungskruste; auf dieser kondensiert sich das Wasser, welches bis dahin in Dampfform die Atmosphäre angefüllt hatte, und beginnt seine chemische zersetzende und auflösende Thätigkeit auf den Felsgrund auszuüben. Durch Einbrüche, Wölbungen und Faltungen entstehen auf der Oberfläche der sich kontrahierenden Erde zuerst Kontinente, dann Gebirge, und erst jetzt ist das Wasser im stande, eine mechanische Einwirkung geltend zu machen; unter seinem Kreislaufe gliedert sich das Festland, während seine Niederschläge neue Gesteinsschichten bilden. Unterbrochen wird die Gleichförmigkeit dieser Vorgänge einerseits durch Niveauveränderungen und fortgesetzte Faltungen einzelner Teile der Erdkruste, andererseits durch vulkanische Eruptionen, welche nicht nur eine stete Umgestaltung der vertikalen Konturen des Festlandes, sondern auch eine Vermehrung des Gesteinsmateriales auf der Erdoberfläche im Gefolge haben. Inzwischen hat sich die Erde mehr und mehr abgekühlt und so niedere Temperaturgrade angenommen, dass sich organisches Leben auf ihr entwickeln und ausbreiten konnte, um bald den Rang eines der wichtigsten geologischen Faktoren einzunehmen. Nach andauerndem Verluste der Eigenwärme der Erde beginnen sich infolge ungleich intensiver Sonnenbestrahlung klimatische Verschiedenheiten bemerkbar zu machen, und jetzt erst ist die Möglichkeit gegeben, dass das Wasser auch in seinen festen Zustand übergehen, also Eis bilden, und dadurch ein neues

geologisches Werkzeug liefern kann. In dem Entwickelungsprozesse der Erde gesellt sich demnach ein geologisches Agens nach dem anderen zu den bereits früher thätigen, — die ebenso zahlreichen wie verschiedenartigen Äußerungen derselben summieren sich, — die Mannigfaltigkeit der tellurischen Verhältnisse nimmt zu, je länger diese Summierung andauert, — in jeder jüngeren Periode herrscht eine größere und in der Jetztzeit die größte Mannigfaltigkeit in der Erdgestaltung.

Nun ist aber das organische Leben abhängig von der Beeinflussung von seiten der umgebenden anorganischen Welt, — es ist der Ausdruck der Verhältnisse, in deren Sphäre es sich entwickelte. Die allmähliche Umgestaltung der tellurischen Erscheinungen spiegelt sich deshalb wieder in der Umprägung des Gesamthabitus der Floren und Faunen, welche unter ihrem Einflusse gediehen. Wie die Gestaltung der Erdoberfläche selbst, so wurde auch der Gesamtcharakter der Erdbewohner durch Summierung dieser Einflüsse im Laufe der Zeitalter ein abwechselungsreicherer. Diese größere Mannigfaltigkeit, zu welcher das anfänglich einfache organische Leben in gleichem Schritte mit der Herausbildung des Erdballes heranreifte, äußerte sich einerseits in Vermehrung der Zahl, andererseits in der stufenweise ansteigenden Entwickelung der organischen Formen, und gipfelte sich in dem Reichtume und der Vollkommenheit der Jetztwelt.

§ 2. **Darwin's Transmutationstheorie.** Die Thatsache der allmählichen Umgestaltung und Vervollkommnung des irdischen organischen Lebens m Laufe der geologischen Zeiträume und in demselben Schritte, in welchem die Gliederung der Erdoberfläche an Mannigfaltigkeit zunahm, steht in einem gewissen Zusammenhange mit den Resultaten der gesamten morphologischen Wissenschaften und der Entwickelungsgeschichte der tierischen nnd pflanzlichen Einzelwesen. In der Übereinstimmung des Bauplanes zahlreicher und mannigfaltiger Organismen, in den Erscheinungen der Metamorphose, in der Thatsache, dass sich in den Entwickelungsvorgängen des Individuums die Geschichte der Art oder des Stammes mehr oder weniger vollständig rekapituliert, spricht sich die Einheitlichkeit des gesamten Organisationsplanes der Lebewesen aus, — sie hat ihren Ausdruck in dem allmählichen, stufenweisen Erscheinen aller Typen der erdbewohnenden Organismen gefunden, ein Zusammenhang, welchen Darwin durch seine Transmutations- und Deszendenz-Theorie zu erklären versucht.

Als Kernpunkte der Darwin'schen Hypothese sind drei Wahrnehmungen anzusehen; die erste ist die Vererblichkeit, wonach sich die Charaktere der Eltern auf ihre Nachkommen übertragen, — die zweite ist die Veränderlichkeit, durch welche diese Charaktere bei ihrer Vererbung in irgend einer nützlichen, gleichgültigen oder schädlichen Richtung um ein Minimum variieren können, — die dritte ist das Überleben der am vorteilhaftesten ausgestatteten Individuen in dem Kampfe um's Dasein, der

sich einstellen muss, da mehr Nachkommen erzeugt werden, als möglicherweise fortleben können, weshalb alle Tiere und Pflanzen sowohl unter einander, wie mit den äußeren Existenzbedingungen um ihre Erhaltung ringen. Die größte Aussicht, diesen Kampf zu bestehen, die anderen Individuen zu überleben und sich fortzupflanzen, hat die am meisten begünstigte, also die mit passenden Abänderungen vom elterlichen Typus versehene Nachkommenschaft. Hier trifft also die Natur eine Auswahl unter verschieden vorteilhaften Abänderungen und begünstigt vorzugsweise die Fortpflanzung der mit nützlichen Abweichungen versehenen Individuen auf Kosten der anderen. Aus gleichem Grunde summieren sich diese nützlichen Abänderungen bei späteren Nachkommen, bis sie endlich zu merklichen Unterschieden heranreifen. Selbstverständlich ist die Nützlichkeit jeder Abänderung von der Beschaffenheit der äußeren Lebensbedingungen abhängig, — die fortwährende Anpassung der vorhandenen Lebensformen an diese äußeren Verhältnisse wird von Darwin als natürliche Züchtung bezeichnet. Das Maß solcher mit wiederholter Fortpflanzung verbundener Abänderung ist unbegrenzt, nach Tausenden von Generationen kann deshalb eine anfänglich kaum definierbare Abweichung vom elterlichen Typus um das tausendfache gehäuft erscheinen, und aus der anfänglichen, von der Urform kaum unterscheidbaren Varietät eine vollkommen verschiedenartige Form entstanden sein. Da nun aber einerseits die mit den hervorragendsten Abweichungen versehenen Individuen die größte Aussicht auf Fortbestand und Fortpflanzung haben, während die Mittelformen erliegen und erlöschen, — da andererseits Abänderungen in einer Gegend, Lage und Gesellschaft nützlich, in einer anderen hingegen schädlich sein können, so stellt sich eine Divergenz des Charakters ein, der zufolge aus einer Grundform Abänderungen in ganz verschiedener Richtung entstehen, fortdauern und sich mit der Zeit zu einander vollkommen unähnlichen Formen herausbilden können. Dieses Entwickelungs- und Fortbildnngsgesetz erklärt die Gemeinsamkeit des Ursprunges morphologisch scharf geschiedener Formen, ja die Abstammung aller organischen Wesen, die auf Erden gelebt haben und noch leben, von einer Urform und führt, konsequent weiter verfolgt, zur Hypothese von der Generatio aequivoca, d. h. von der Möglichkeit der Entstehung organischer aus unorganischer Materie.

Die Geologie bestätigt im allgemeinen die Theorie von dem natürlichen Vervollkommnungsprozesse und der fortschreitenden Entwickelung der Erdbewohner und zeigt, dass im großen und ganzen ein stetiger Fortschritt des gesamten Organismus von einfachen und niederen zu komplizierteren und höheren Stufen des Lebens stattgefunden hat, wenn unsere Wissenschaft auch nicht im entferntesten im stande ist, die zahllosen Übergangsformen und Verbindungsglieder zwischen den Tier- und Pflanzengruppen, weder der auf einander folgenden Perioden, noch ein und desselben

Zeitalters nachzuweisen. Dies mag seinen Grund darin haben, dass nur Organismen mit Hartgebilden, sowie nur diejenigen Landbewohner Spuren ihrer Existenz hinterlassen haben, welche zufällig vom Wasser ergriffen und vom Schlamm bedeckt worden sind, dass ferner nur gewisse Sedimente den Versteinerungsprozess begünstigen, andere aber (z. B. grobe Sandsteine und Konglomerate) die Möglichkeit der Erhaltung fast vollständig ausschlossen. So ist uns denn nur ein kleiner Bruchteil der früheren Tier- und Pflanzenwelten überliefert worden, und von diesen Resten ist wiederum nur ein verschwindend kleiner Teil zu unserer Kenntnis gekommen. Die Urkunde, welche wir von der Entwickelung der Erdbewohner besitzen, ist deshalb höchst lückenhaft und unvollständig, doch werden fortwährend Funde gemacht, welche diese Lücken mehr und mehr ausfüllen.

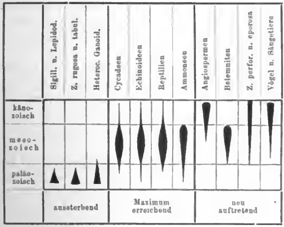
Die zahllosen Lücken, die sich in der Übergangsreihe der organischen Wesen der Vorwelt von den ältesten Formationen herauf bis in die Neuzeit zeigen, haben jedoch noch einen zweiten, hochwichtigen Grund, den wir bereits auf Seite 170 und 171 einer Betrachtung unterworfen haben. Er ist in den Niveauveränderungen zu suchen, von welchen die Erdoberfläche und mit ihr der jeweilige Meeresgrund fortwährend betroffen wurden. Eine große Anzahl geologischer Thatsachen, die am angeführten Orte besprochen sind, beweisen diese oft wiederholten Oszillationen. Nun wissen wir aber, dass die Meeresbewohner durch ihre Abhängigkeit von dem Erfülltsein gewisser Lebensbedingungen an ganz bestimmte Niveaus oder über einander liegende Zonen des Meeres gebunden sind und auch früher gebunden waren. Jede der häufigen, zwar lokalen, aber dennoch weite Areale betreffenden Hebungen oder Senkungen veränderte das Niveau des Meeresgrundes, hob den ursprünglichen Tiefseeboden in die Höhe oder ließ den Grund seichter Meere in beträchtliche Tiefen sinken. Diese sämtlichen Niveauveränderungen bedingten eine Umgestaltung der den Faunen gebotenen Lebensbedingungen und deshalb die Auswanderung jener, oder, wo dies unmöglich, ihr Aussterben, kurz einen steten, oft grellen Fazieswechsel. An ihre Stelle rückten aus benachbarten Arealen neue Bewohner, für welche der dislozierte Schauplatz die nötigen Lebensbedingungen bot. Infolge solcher Aus- und Einwanderungen nahmen Faunen aus von einander unabhängigen Entwickelungsarealen Besitz von ihnen bis dahin ganz fremden Gebieten. Das Resultat solch stetiger Oszillationen war die kontinuierliche Wanderung der Meeresbewohner, deren abgestorbene Reste von den Schlammabsätzen der See umschlossen und in den sich aufbauenden Schichtenreihen als Versteinerungen überliefert wurden. Wir dürfen deshalb in den meisten Fällen die Urahnen einer Tierform und die Verbindungsglieder zwischen beiden nicht, wie wir gewohnt sind, in vertikaler Richtung unter einander, sondern in oft weit von einander getrennten Gegenden suchen. Ein vertikales Profil durch eine Schichtenreihe wird unter solchen Verhältnissen selbst in nur durch geringe

Mächtigkeit getrennten Ablagerungen weit von einander getrennte Stadien des Entwickelungsganges einer Tierform zu Tage fördern.

Als wesentliche geologische Stützpunkte der Darwin'schen Theorie können die Kollektivtypen und Embryonalformen gelten.

§ 3. **Geologische Perioden und Formationen (Systeme).** Auf der Thatsache, dass in den jüngeren Gesteinsablagerungen die Zahl der Tier- und Pflanzentypen wächst, dass ferner der organische Gesamtcharakter der Vorzeit einer fortschreitenden Vervollkommnung und mit dieser einer Annäherung an den der Jetztwelt unterworfen ist, dass also eine fortwährende Umgestaltung der Faunen und Floren stattgefunden hat, auf diesen Thatsachen beruht die Einteilung der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl **Perioden**. Bezeichnend für jede derselben ist das erste Auftreten gewisser höher organisierter Tier- und Pflanzentypen, zugleich aber das Dominieren anderer, bereits in der vorigen Periode auf der Bühne erschienenen Geschlechter und Familien, welche erst jetzt das Maximum ihrer Entwickelung erlangen, und endlich das Erlöschen von Formen, welche für frühere Zeiten charakteristisch waren.

Beispielsweise mögen die Veränderungen der Tier- und Pflanzenwelt, welche zur Abtrennung des mesozoischen von dem känozoischen und dem paläozoischen Zeitalter Veranlassung gegeben haben, graphisch dargestellt werden:



Aus dieser Tabelle geht hervor, dass am Ende des paläozoischen Zeitalters aussterben die Lepidodendren und Sigillarien, welche bis dahin eine üppige Entwickelung gehabt hatten, ebenso die Korallenabteilungen der Zoantharia rugosa und tabulata, sowie die heterocerkalen Ganoidfische; — dass die Cycadeen, Echinoiden, Ammoneen und Reptilien, früher verhältnis-

mäßig selten, jetzt das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen, und dass endlich die Angiospermen, die riffbauenden Korallen (Zoantharia perforata und eporosa), die Belemniten, Vögel und Säugetiere auf der Weltbühne neu erscheinen. Derartige Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, wie sie durch die gewählten Beispiele bewiesen werden, die sich aber noch durch zahlreiche andere ergänzen ließen, sind der Grund gewesen, den Zeitraum, an dessen Grenzen und in welche diese Umgestaltungen fallen, als besonderen Abschnitt aufzufassen und von den übrigen abzutrennen. Ähnliches gilt von allen Perioden der Erdentwickelungsgeschichte.

Die Produkte der gesteinbildenden Thätigkeit während jedes einzelnen dieser Zeitabschnitte, also die Schichtenkomplexe, welche während derselben zur Ablagerung gelangten, nennt man **Formationen (Systeme)**. Diese sind demnach für uns die Repräsentanten der geologischen Perioden und umschließen in ihrer Gesteinsmasse, gewissermaßen als Inschriften und Denkmünzen aus den Zeiten, welchen sie ihre Entstehung verdanken, die Reste der damaligen Tier- und Pflanzenwelt. Diese versteinerungführende Schichtenreihe haben glutflüssige Laven durchbrochen und sich auf ihnen deckenartig ausgebreitet oder zu Kuppen aufgestaut, um von neuem von den Sedimenten des Meeres bedeckt zu werden. Wie nun der Historiker die Sitten, den Kulturzustand, die politischen und religiösen Verhältnisse, kurz die Geschichte der ältesten Völker aus den Ruinen ihrer Bauten, aus den Schriftzügen und Bildwerken an deren Mauern, aus den im Schutte begrabenen Gerätschaften, Waffen und Münzen entziffert, auf ähnlichem Wege sucht der Geologe die Spuren, welche verschwundene Zeitalter in der Erdkruste zurückgelassen haben, mit Bezug auf die Entwickelungsgeschichte der Erde zu deuten.

Das große Ziel, welches uns vorschwebt, ist noch nicht erreicht, — ist doch selbst die Oberfläche unseres Planeten nur teilweise, mancher unserer Kontinente fast nur in seinen Konturen bekannt, wie viel weniger das, was in der Tiefe verborgen ist und was der Aufschlüsse durch die eindringende Civilisation und durch den nach unterirdischen Schätzen suchenden bergmännischen Unternehmungsgeist harrt.

§ 4. Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Fazies gleichalteriger Ablagerungen *). Die gesteinbildenden Vorgänge beschränken sich nicht auf das Meer, sondern vollziehen sich auch auf dem Festlande innerhalb der auf diesem fließenden und stehenden Gewässer. Eine Formation kann deshalb nach diesen ihren verschiedenartigen Bildungsmedien zweierlei durchaus abweichenden petrographischen und paläontologischen Charakter aufweisen, indem sie als marine oder aber als terrestre

*) E. v. Mojsisovics. Die Dolomit-Riffe von Südtirol. Wien 1879. S. 1—19. — Th. Fuchs. N. J. f. Min. 1883. II. Beil.-Band. S. 487—584.

Ablagerung auftritt. Jedoch auch innerhalb des Verbreitungsgebietes jeder dieser Ausbildungsweisen bleibt sich ihr Charakter nicht gleich. Terrestre Ablagerungen können in Sümpfen, Seen, Tümpeln oder Flüssen, selbst auf vollkommen trockenem Lande, z. B. durch die Wirkung der Winde, vor sich gehen. Ebenso muss sich im Bereiche des Meeres infolge der Ungleichheit der Lebensverhältnisse und somit auch der von letzteren abhängigen Faunen der paläontologische Charakter der sich niederschlagenden Schichten zu einem lokal durchaus verschiedenartigen gestalten. Die Bewohner des Brackwassers sind verschieden von denen des offenen Meeres, die der heißen Zonen von denen polarer Regionen, die der Uferzonen von denen des tiefen Ozeanes, — gleichzeitige Sedimente ein und desselben Meeresbeckens werden deshalb in verschiedenen Gebieten ihrer Ausdehnung die in den Schlamm sinkenden Leichname durchaus verschiedener Faunen umhüllen. Dasselbe war in der Vorzeit der Fall, so dass der paläontologische Charakter einer über große Areale ausgebreiteten Formation in horizontaler Richtung wesentliche Veränderungen erleidet, indem ein und derselbe Schichtenkomplex hier die Reste der Bewohner der hohen See oder des tiefen Ozeanes, dort die Bewohner des flachen Küstenmeeres, an einem dritten Punkte die Überbleibsel einer Fauna und Flora des Brackwassers und der Lagunen oder endlich diejenigen der Sümpfe und des Festlandes umschließt. Mit einem derartigen Wechsel des paläontologischen Habitus geht eine Umgestaltung des petrographischen Charakters der betreffenden Schichtenreihe Hand in Hand, da beide von ähnlichen Bedingungen abhängig sind. Solche Verschiedenheiten des paläontologischen und petrographischen Habitus einer Formation bezeichnet man als verschiedenartige Fazies derselben und zwar 1. als deren terrestre, 2. als deren marine Fazies, und unterscheidet innerhalb der ersteren wiederum eine limnische Fazies (Ablagerungen aus Süßwasserseen) und eine fluviatile Fazies, — innerhalb der marinen wiederum eine litorale und eine ozeanische oder pelagische Fazies (Sedimente der Uferzone und des offenen Meeres).

Sehr großartig machen sich derartige verschiedene Faziesbildungen z. B. in der Steinkohlenformation Nordamerikas geltend. In ihrem östlichen Verbreitungsgebiete besteht dieselbe aus Konglomeraten und aus Sandsteinen mit fossilen Landpflanzen, sowie mit Steinkohlenflötzen und besitzt in diesem Zustande eine terrestre Fazies. Weiter nach dem Mississippi zu werden zunächst die unteren Konglomerate und Sandsteine, noch weiter nach Westen auch die oberen an Kohlenflötzen reichen Sandstein- und Schieferkomplexe durch Kalksteine mit Resten von Meeresbewohnern vollständig verdrängt, wodurch die Formation eine marine Fazies erhält. Auch in Europa ist die karbonische Periode durch Formationen von total verschiedener Fazies repräsentiert, und zwar als terrestre Bildung durch die produktive Kohlenformation, als Litoralbildung durch den Kulm, als ozeanische Bildung

durch den Kohlenkalk. In einem ganz ähnlichen Verhältnisse steht die steinkohlenführende Wealdenbildung zur untersten Kreideformation, ferner der Old Red Sandstone zum Devon. Kaum irgend eine Formation aber ist in einer so großen Zahl von durchaus unter einander abweichenden Faziesgebilden zur Ablagerung gelangt, als die alpine Trias und das Tertiär (s. diese).

Klimatische Unterschiede, Meeresströmungen, größere oder geringere Klarheit des Meereswassers, mehr oder weniger beträchtliche Tiefe und felsige, sandige oder schlammige Beschaffenheit des Meeresgrundes bedingen ebenfalls eine zum Teil vollkommene Verschiedenartigkeit benachbarter Faunen und Sedimente, also die Ausbildung verschiedenartiger Lokalfazies der Formationen.

§ 5. **Grenzen der Formationen von oben nach unten.** Unter einer Formation (einem System) versteht man den Inbegriff einer Anzahl von Schichten, welche sich dadurch als ein zusammengehöriges Ganzes darstellen, dass ihr paläontologischer Charakter (d. h. der Gesamtcharakter der in ihnen eingeschlossenen organischen Reste) durch die ganze Mächtigkeit des betreffenden Schichtenkomplexes hindurch im wesentlichen derselbe bleibt. Die Formationen sind also die einzelnen Etagen der mächtigen Schichtenreihe, aus welcher die äußere Erdkruste besteht, — Etagen, welche ihre Begrenzung nach oben und unten durch die Entwickelung neu erscheinender und das Aussterben bislang vorhandener organischer Formen erhalten. Der Vorgang dieser Umgestaltung des organischen Gesamtcharakters war ein allmählicher und ununterbrochen vor sich gehender, kein plötzlicher, durch alles umgestaltende Revolutionen hervorgerufener, — die Grenzen, welche wir nach der Verschiedenheit ihrer organischen Reste zwischen den Formationen ziehen, sind deshalb ziemlich willkürlich. Wären die sämtlichen Formationen von der ältesten bis zur jüngsten an irgend einem Punkte in lückenloser Vollständigkeit zur Ablagerung gelangt, so würde der Versuch einer Gliederung dieser mächtigen Schichtenfolge in einzelne Formationen ein vergeblicher sein, es würde vielmehr der Wechsel des paläontologischen Charakters von den älteren nach den jüngeren Formationen durch allmähliche Übergänge fast unmerklich gemacht werden. Nun bestehen aber thatsächlich die Schichtenreihen, aus welchen die oberflächlichen Teile der Erdkruste zusammengesetzt sind, infolge oft wiederholter Hebungen und Senkungen ihres Ablagerungsgebietes aus einem steten Wechsel von Sedimenten der verschiedenartigsten Fazies. Auf dieser Einschaltung anders gearteter Faziesbildungen sind die meisten der angenommenen Formationsgrenzen basiert. Die anscheinend scharfen Grenzen, die Sprünge zwischen den einzelnen Formationen, die scheinbaren Lücken in der Kontinuität beruhen auf dieser sich oft wiederholenden Alternierung ungleichwertiger, also unter anderen Bedingungen entstandener Ablagerungen, d. h. auf dem Fazieswechsel (vergl. S. 352).

§ 6. **Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichtenkomplexen.** Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, dass zweierlei Hilfsmittel zu Gebote stehen, um das geologische Alter eines Schichtenkomplexes oder einer einzelnen Schicht, also deren Zugehörigkeit zu einer der Formationen, in welche wir die sedimentäre gesamte Schichtenreihe gliedern, zu entscheiden: die Versteinerungsführung (der paläontologische Habitus) und die Lagerungsverhältnisse. Da letztere nur dort zur Geltung gelangen können, wo mehrere Formationen in vergesellschafteter Lagerung auftreten, werden in den meisten Fällen die organischen Reste, welche der fragliche Schichtenkomplex umschließt, den Ausschlag geben müssen. Da jedoch die Veränderungen des Gesamtcharakters der vorweltlichen Faunen und Floren weder ruckweise stattfanden, noch sich in einer vollständigen Verdrängung des bisher Bestandenen durch neue Erscheinungen kund gaben, vielmehr nur einzelne Formen neu auftraten oder sich für aussterbende Typen einstellten, so sind auch nicht alle fossilen Reste einer Formation charakteristisch für dieselbe. Diejenigen aber, deren Existenz auf einzelne Perioden beschränkt war, welche also bestimmten Schichtenkomplexen ganz ausschließlich angehören und somit für diese letzteren bezeichnend sind, nennt man Leitfossilien. So sind die Nummuliten Leitfossilien der Tertiärformation, die Hippuriten der Kreideformation, die Belemniten der Jura- und Kreideformation, die Sigillarien und Lepidodendren der devonischen und der Steinkohlenformation, die Graptolithen der Silurformation.

Früher glaubte man in dem petrographischen Charakter der Formationen bezeichnende Merkmale zur Identifizierung derselben zu besitzen. Für lokale Untersuchungen giebt zwar die Ähnlichkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher, aber getrennt auftretender Formationen einen wesentlichen Anhaltspunkt ab, — im allgemeinen jedoch und bei der Altersbestimmung räumlich entfernter Ablagerungen besitzt der petrographische Habitus einer Schichtenreihe an und für sich keinen Wert als maßgebendes Hilfsmittel. Einerseits wiederholen sich nämlich genau dieselben Sandsteine und Kalksteine, zum Teil auch Mergel, Thone und Konglomerate in fast jeder Formation von der ältesten bis zur jüngsten, besitzen also nichts charakteristisches für ein bestimmtes geologisches Niveau, — andererseits bleibt der petrographische Habitus einer weit ausgedehnten Ablagerung selbst in horizontaler Richtung nicht konstant, hat vielmehr an verschiedenen Punkten ihrer Verbreitung eine durchaus verschiedenartige Ausbildung erlangt. So mag eine Schichtenreihe von Konglomeraten in ihrer Streich- oder Fallrichtung in Sandstein, dieser in Schieferthone und Mergel, und diese endlich in Kalkstein übergehen. Noch entschiedener tritt die Verschiedenartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher Formationen hervor, wenn deren Ablagerung in getrennten Bildungsräumen vor sich ging, wofür die

petrographische Unähnlichkeit der Gesteine, welche die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten zusammensetzen, ein treffliches Beispiel liefert. Auf Rügen, bei Calais und Dover ist weiße Schreibkreide mit Feuersteinknollen, in der sächsischen Schweiz Sandstein, in Hannover und Braunschweig Mergelkalk und plastischer Thon, in Frankreich, Belgien und dem östlichen Nordamerika Glaukonitmergel das vorwaltende Material der Kreideformation, eine größere Schwankung in dem petrographischen Charakter also kaum denkbar. Dennoch geben sich alle diese verschiedenen Ablagerungen durch die gemeinsame Führung einzelner identischer und zahlreicher nahe verwandter Tier- und Pflanzenformen als gleiche Phasen in der Entwickelungsgeschichte der Erde, also als gleiche Formation zu erkennen.

So entscheidend der paläontologische Habitus für die Stellung eines Schichtenkomplexes in der Formationsreihe für das geologische Alter einer Formation ist, so lässt uns doch dieses Kriterium in gewissen Fällen im Stich. So sind in den ältesten Formationen der Erdkruste Reste, deren Ursprung zweifellos ein organischer wäre, noch nicht bekannt. Auf sie kann das Hauptkriterium für die Altersbestimmung von Sedimentärgesteinen, ihr paläontologischer Habitus, keine Anwendung finden, jedoch sind ihre Lagerungsverhältnisse, ihr Auftreten an der Basis aller Formationen, im Verein mit ihrem eigentümlichen und sich auffällig gleichbleibenden petrographischen Charakter Erscheinungen, welche sie auf das untrüglichste kennzeichnen.

Ganz ähnliches ist bei zahlreichen anderen Schichtenkomplexen der Fall, welche entweder zur Erhaltung von organischen Resten nicht geeignet waren, oder deren Bildung unter Verhältnissen vor sich ging, welche organisches Leben lokal ausschlossen. Unter solchen Umständen geben die Lagerungsbeziehungen der fraglichen versteinerungsleeren Schichtenreihe zu anderen versteinerungführenden den Ausschlag bei der Entscheidung über ihre Zugehörigkeit zu der einen oder der anderen Formation. Diese Methode der Altersbestimmung beruht auf der Thatsache, dass die Aufeinanderfolge der Formationen überall dieselbe ist, dass also äquivalente Formationen gleiche Stellung in der gesamten Schichtenreihe, also gleiches relatives Alter besitzen. Tritt z. B. eine mächtige versteinerungsleere Schichtenreihe zwischen der oberen Silurformation und der unteren Steinkohlenformation auf, so muss sie der Repräsentant der devonischen Formation sein, welche sich an einer anderen Stelle durch ihren Reichtum an gewissen Korallen und Brachiopoden, an einer noch anderen durch das ausschließliche Auftreten von abenteuerlich gestalteten Panzerfischen kenntlich macht.

§ 7. **Gliederung der Entwickelungsgeschichte und der entsprechenden Schichtenreihe der Erdkruste in Perioden und Formationen.** Wie bereits früher, namentlich im Paragraph 2 erwähnt, haben die Veränderungen, welche die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche

während ihrer allmählichen Herausbildung zu ihrer jetzigen Gestaltung erlitten, ihren Ausdruck in der steten Vermehrung der Typen und in der Vervollkommnung des Gesamtcharakters der die Erde bevölkernden Tier- und Pflanzengestalten gefunden. Nach den wesentlichsten Veränderungen des letzteren zerfällt die Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl Perioden, welchen ebensoviel Formationen entsprechen. Dieser Entwickelungsprozess des organischen Lebens ist in umstehender Tabelle graphisch dargestellt, in welcher die vertikalen Linien die wichtigsten Tier- und Pflanzentypen und die horizontalen Felder die Zeitabschnitte repräsentieren, in welche die Geschichte der Erde infolge des stufenweisen Erscheinens der ersteren zerfällt (siehe S. 360).

Mit dem allmählichen Erscheinen höher organisierter Formen auf dem Erdballe geht eine Annäherung des vorweltlichen Gesamtcharakters an den der Jetztwelt Hand in Hand. Von etwaigen Lebewesen in dem ältesten aller Ozeane, aus welchem sich das Material der archäischen Formationen niederschlug, sind uns keine deutlichen Spuren erhalten. Außerordentlich fremdartig aber und einem Landschaftsbilde unserer Tage wenig vergleichbar war der irdische Schauplatz während der kambrischen, silurischen, devonischen, karbonischen und permischen Formation. Trilobiten, formenreiche Nautileen und Brachiopoden, Graptolithen, Cystideen, gepanzerte und heterocerkale Knorpelfische bevölkerten die Ozeane, während die Kontinente anfänglich nackt und tot waren; erst später bedeckten riesenhafte Farne, Schachtelhalme, Sigillarien und Lepidodendren in ausgedehnten Dschungeln und in üppigem Wachstume das Festland. Die Entwickelung der Reptilien, das Überhandnehmen der Zweischaler und Gastropoden, sowie der Cycadeen und Coniferen, das Zurücktreten der Gefäßkryptogamen, das Erscheinen der ersten Säugetiere und Vögel, sie bereiten schon auf die dem Auftreten des Menschen vorausgehende Entwickelungsstufe des organischen Reiches, auf das Zeitalter der Palmen, angiospermen Dikotyledonen, Knochenfische und Säugetiere vor. Nach dieser ihrer größeren oder geringeren Ähnlichkeit ihres paläontologischen Charakters mit dem der Jetztwelt vereinigt man die einzelnen Perioden zu vier »Zeitaltern« oder »Aeren« und die während dieser Zeitabschnitte abgelagerten Formationen zu folgenden vier »Gruppen«:

IV. **Die känozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Quartär- und Tertiärformation;

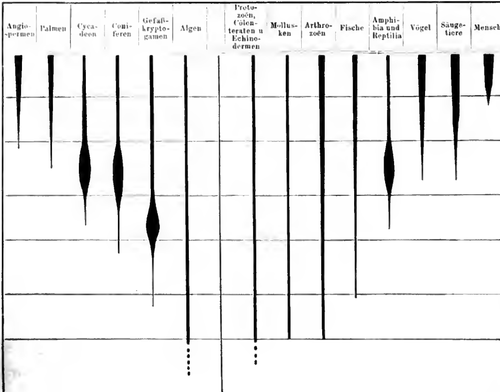
III. **Die mesozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Kreide-, Jura- und Triasformation;

II. **Die paläozoische Formationsgruppe**, bestehend aus Perm-, Steinkohlen-, Devon-, Silur- und kambrischer Formation:

I. **Die archäische Formationsgruppe**, bestehend aus der Ur-Schiefer- und der Ur-Gneißformation.

Graphische Darstellung

der allmählichen Entwickelung des organischen Lebens auf der Erde.



Periode	Formation
des Dominierens der Angiospermen, der Warmblüter, vorzüglich des Menschen.	Alluvium.
des Dominierens der Angiospermen und der Säugetiere; der erste Mensch.	Diluvium. Tertiär.
des Maximums der Coniferen, Cycadeen und Reptilien; die ersten Laubhölzer, Knochenfische, Vögel u. Säugetiere.	Kreide. Jura. Trias.
des Maximums der Entwickelung der Gefäßkryptogamen; die ersten Vierfüßler.	Perm. Karbonische Formation.
des Dominierens der wirbellosen Tiere; ziemlich zahlreiche Knorpelfische; die ersten häufigeren Gefäßpflanzen.	Devonische Formation.
der Algen u. wirbellosen Tiere; zu oberst die ersten vereinzelten Fische und Gefäßpflanzen.	Silurische Formation. Kambrium.
der ersten, noch zweifelhaften Spuren organischen Lebens.	Ur-Schieferformation.
	Ur-Gneißformation.

Auf der anderen Seite hat man die einzelnen Formationen nach geringfügigeren Schwankungen, welche sich in dem organischen Charakter der sie aufbauenden Schichtenkomplexe kundgeben, in »Abteilungen«, diese in »Stufen« (oder »Etagen«), und diese wiederum in »Schichten« gegliedert, für deren jede gewisse Pflanzen- und Tierformen charakteristisch sind, also als Leitfossilien dienen können. Eine Übersicht über diese Gliederung und Versteinerungsführung erhält man durch folgende Tabelle:

Tabellarische Übersicht

der

Perioden in der Entwickelungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, sowie der während jener zur Ablagerung gekommenen Formationen, von der jüngsten zur ältesten.

Viertes Zeitalter: die Neuzeit der Erde.

Die känozoischen Perioden und Formationen.

Periode des Mammut und des Urmenschen.	Die Quartärformation oder das aufgeschwemmte Gebirge.	Alluvium, rezente Süß- u. Salzwasserbildungen, Torfmoore, Korallenbauten, moderne vulkanische Produkte (jungquartäre Gebilde). Diluvium, Löß, Höhlenlehm, erratische Blöcke, Moränen, Geröll- und Sandablagerungen der Eiszeit (altquartäre Gebilde).	Dritte große Säugetierfauna: Mammut, Knochennashorn, Höhlenbär, Renntier, Auerochs, Moschusochs, Pferd, Riesenhirsch u. s. w. Die ersten Spuren des Menschen in Europa.
Periode der Mastodonten.	Das Jungtertiär, Neogen, oder das jüngere Braunkohlengebirge.	Pliocän (Belvedere-Schotter, Congerien-Tegel, Dinotherien-Sand, Crag). Miocän, Cerithienkalk, Leithakalk, obere Meeresmolasse, Braunkohlen der Mark, der Wetterau.	Zweite große Säugetierfauna: Mastodon, Dinotherium, Hipparion, Affen. In Zentraleuropa: Palmen, Bambus, Lorbeer, Feige, Pappel, Ulme, Birke, Magnolien, Sequoia, Taxodium.
Periode der Paläotherien und Nummuliten.	Die ältere Tertiärformation oder das ältere Braunkohlengebirge.	Oligocän, Gypse des Montmartre, Septarienthone, norddeutsche Braunkohlenbildung z. T., — untere Meeresmolasse, bernsteinführende Schichten des Samlandes. Eocän, Pariser Grobkalk, Londonthon, Nummulitenund Flyschformation.	Erste große Säugetierfauna: Paläotherium, Anoplotherium, Xiphodon, Dinoceraten, Nummulitea. In Zentraleuropa: eine echt tropische Flora.

Drittes Zeitalter: das Mittelalter der Erde.

Die mesozoischen Perioden und Formationen.

Periode der Hippuriten und der Nebenformen der Ammoniten, sowie der ersten Laubhölzer.	Die Kreide-formation.	Sonon, Schreibkreide, Kreidetuff, oberster Quadersandstein, ob. Grünsand, Danien. Emscher Mergel u. Sndst. Turon, Strehlener Pläner, mittlerer Quader, Gosaumergel, roter Pläner. Hippuritenkalk. Cenoman, unterer Quader, Esseaer Grünsand (Tourtia), chloritische Kreide, Varians-Schichten. Gault, Flammenmergel, Garsgasmergel, Speetonthon, Ancyloceras-Schichten, Godulasandstein. Neocom, Hils, Lowergreensand, Spatangenkalke. Caprotinenkalk. Gleichzeitig mit d. unteren Neocom eine Sumpf- u. Deltabildung, die Wealdenformation mit Steinkohlenflötzen.	Viel Schwämme, Foraminiferen, Bryozoën, Spatangen, Hippuriten, z. B. Caprotina, u. Hippurites; Inoceramen, Austern (Gryphaea, Exogyra, Ostrea), Ammonites u. seine Nebenformen, z. B. Hamites, Scaphites, Turrilites, Baculites, fernor Belemniten. — Dinosaurier: Iguanodon und Mosasaurus. Die ersten Laubhölzer, neben diesen tropische Nadelhölzer, Cycadeen und Kryptogamen. Am Schlusse dieser Periode sterben Hippuriten, Ammoniten und Belemniten vollständig aus.
Periode der Nerineen, Ammoniten, Belemniten, der Reptilien.	Die Jura-formation.	Weißer oder oberer Jura, Oxford, Kimmeridge, Portland, Tithon; Scyphienkalke, Pteroceras-Schichten, sämtlich meist helle Kalke, Kalkmergel und Mergel, sowie Oolithe. Die Einleitung in die Wealdenbildung macht sich geltend: Ablagerung des Purbeck. Brauner oder mittlerer Jura, Eisenoolithe, Sandsteine, dunkele Thone. Lias oder schwarzer Jura, dunkele bituminose Schiefer und Sandsteine, sowie Kalksteine u. oolithische Eisenerze.	Sehr viel riffbauende Korallen, Pentacriniten, Spongien. Ostrea, Gryphäen, Exogyra. Trigonia, Pteroceras, Nerinea, echte Tintenfische, Belemniten, Ammoniten, Aptychen, Schildkröten, Krokodile, Meeressaurier (Ichthyosaurus, Plesiosaurus), Flugsaurier (Pterodactylus), Dinosaurier, erste Knochenfische, erste Vogel (Archaeopteryx), ziemlich viel Beuteltiere. Die Flora besteht aus Kryptogamen, Coniferen und Cycadeen.
Periode der Labyrinthodonten, der ersten echten Ammoniten und ersten Saugetiere.	Die Trias-formation.	Rhat (Koßener Schichten, Schichten der Avicula contorta). Keuper, bunte Mergel, Lettenkohle, Dolomite und Gyps. In den Alpen Raibler Schichten, Schlerndolomit, St. Cassian-Schichten; Hallstadter Kalk. Muschelkalk, Kalksteine, Dolomite, Gyps, Steinsalz. In den Alpen Partnachschichten, Virgloria- u. Recoarokalke. Buntsandstein, Sandsteine, Roth. In den Alpen Werfener Schichten.	Das älteste Säugetier Microlestes, eine Beutelratte. — die ersten echten Ammoniten. Ceratites, Arcestes, Lobites; Cidaris; Encrinus liliiformis. die ersten langschwänzigen Krebse (Pemphyx), Meersaurier (Nothosaurus). Labyrinthodonten (Mastodonsaurus, Trematosaurus). Riesige Schachtelhalme (Equisetum), Cycadeen und Nadelhölzer.

Zweites Zeitalter: das Altertum der Erde.

Die paläozoischen Perioden und Formationen.

Periode der heterocerkalen Schmelzschupper u. Urvierfüßler.	Die permische Formation oder die Dyas.	Zechsteinformation, Kupferschiefer, Zechstein, Dolomit, Gyps, Steinsalz, Mergel. Rotliegendes, Konglomerate, Sandstein, Letten.	Verkieselte Farnstrünke und Coniferen, Cycadeen, Stegocephalen (Branchiosaurus, Pelosaurus, Archegosaurus), erste Reptilien (Palaeohatteria, Proterosaurus), zahlreiche heterocerkale Ganoidfische, z. B. Palaeoniscus, viel Productus, Spirifer, Schizodus.
Periode der Kryptogamen und der ersten Amphibien.	Die karbonische Formation oder das Steinkohlengebirge.	Produktive Kohlenformation, Sandstein, Schieferthon, Kohlenflötze. Subkarbonische Formation, Kalke, Grauwacken, Thon- und Kieselschiefer, (Kohlenkalk, Kulm).	Die Trilobiten erlöschen; Fusulina; Maximum der Crinoideen, sowohl Blastoideen, wie echten Crinoideen. Viel Brachiopoden, namentlich Productus; Spinnen und Insekten; erste Stegocephalen. Großartige Entwickelung der Kryptogamen, also Sigillaria, Lepidodendron, Calamites und vieler Farne.
Periode der Panzerganoiden und ersten häufigeren Landpflanzen.	Die devonische Formation.	Oberdevon, Kramenzelkalk, Goniatitenkalk, Cypridinenschiefer. Mitteldevon, Stringocephalenkalk, Calceolaschiefer, Eifler Kalk. Unterdevon, rheinische Grauwacke, Spiriferen-Sandstein. Alle drei lokal, so in Schottland, vertreten durch den Old Red Sandstone.	Häufigere Landpflanzen und zwar Gefäßkryptogamen; Deckelkorallen (Calceola), überhaupt viel Zoantharia rugosa und tabulata, Brachiopoden (Spirifer, Stringocephalus), — Goniatiten u. Clymenien. — Neue Trilobitenfauna (Phacops, Homalonotus). Im Old Red zahlreiche Panzerganoiden; Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis.
Periode der Trilobiten, Nautileen, Korallen, Cystideen und Graptolithen.	Die silurische Formation.	Obersilur, Untersilur, Grauwacken, Thonschiefer, Quarzite und Kalke, sowie Graptolithenschiefer und Alaunschiefer.	Vegetation Tange, selten Lepidodendren und Calamiten. Tiere wirbellos bis auf Spuren der ersten Fische im obersten Silur. Zoantharia tabulata (Halysites, Calamopora); Graptolithen; Cystideen, von Brachiopoden Orthis, Pentamerus; von Nautileen Orthoceras, Cyrtoceras, Gomphoceras; von Trilobiten Asaphus, Illaenus, Trinucleus, Calymene.
Periode der Trilobiten u. Linguliden.	Die kambrische Formation (Primordialstufe).	Ober-, Mittel- u. Unter-Kambrium. Thonschiefer, Dachschiefer, Sandsteine, Grauwacken.	Tange; Trilobiten (Paradoxides, Olenellus, Olenus Agnostus); Linguliden, Oboliden.

Erstes Zeitalter: die Urzeit der Erde.

Die **archäischen** Perioden und Formationen.

Periode der zweifelhaften Anfänge organischen Lebens.	Das krystallinische oder Ur-Schiefergebirge.	Phyllitformation, Phyllite, Quarzit, Kalke, Chlorit-, Talk- und Graphitschiefer.	Die Graphite organischen Ursprunges.
		Glimmerschieferformation, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Kalk, Quarzit.	
	Das Ur-Gneißgebirge.	Gneißformation, Gneiß, Hornblendegneiß, Granulit, Quarzit, krystall. Kalk und Graphit.	Ohne organische Reste.

Aus Obigem ergiebt sich folgende

Gliederung der sedimentären Schichtenreihe.

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation.

Alluvium,

Diluvium.

Tertiärformation.

Pliocän,

Miocän,

Oligocän,

Eocän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation.

Senon,

Turon,

Cenoman,

Gault,

Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Juraformation.

Oberer oder weißer Jura (Malm)

Mittlerer oder brauner Jura (Dogger),

Unterer oder schwarzer Jura (Lias).

Triasformation.

Keuper,

Muschelkalk,

Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Permische Formation (Dyas).

Zechstein,

Rotliegendes.

Karbonische oder Steinkohlenformation.
Produktive Steinkohlenformation,
Flötzleerer Sandstein (Millstone grit),
Kulm und Kohlenkalk.
Devonische Formation (Old Red Sandstone).
Silurische Formation.
Kambrische Formation.

Archäische Formationsgruppe.
Krystallinische Schieferformation.
Ur-Gneißformation.

Abstammung und frühester Zustand der Erde.

I. Kant. Allgem. Naturgeschichte und Theorie des Himmels. 1755. (Auch in Ostwald's Klassiker der exacten Wissensch. No. 12. Herausg. v. H. Ebert.)
P. S. Laplace. Exposition du système du monde. 1796.
Siehe auch F. Zöllner. Über die Natur der Kometen. Leipzig 1872. S. 459 u. a. O.

Unser ganzes Planetensystem verdankt sein Dasein einer einheitlichen Entstehung. In seinem ursprünglichen Zustande wurde dasselbe durch einen von West nach Ost rotierenden Nebelfleck von ungemein hoher Temperatur repräsentiert, dessen zentraler Kern die Sonne bildete und dessen äußerste Grenze weit über die Bahn der entferntesten unserer heutigen Planeten hinausreichte. Durch Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum erfolgte seine Abkühlung, somit Zusammenziehung und infolge davon Beschleunigung der Rotation des Urnebelfleckes. Sobald aber letztere eine gewisse Grenze überschritt, trat die Bildung von äquatorialen Ringen ein, welche infolge ungleicher Beschaffenheit und Erkaltung zerrissen und sich in einzelne Nebelballen, deren jeder von West nach Ost rotierte, auflösten. Aus jedem der letzteren ging ein Planet hervor, jedoch konnte sich bei jedem derselben der nämliche Vorgang der Ringbildung wiederholen, — daher die Trabanten der Planeten und die Saturnringe.

Zu den entscheidenden Beweisen für die Richtigkeit dieser von Kant zuerst ausgesprochenen, von Laplace 41 Jahre später wiederholten, wenn auch selbständig gewonnenen Theorie gehört die Übereinstimmung der Revolutions- und Rotationsrichtung der Planeten, die geringen Neigungen und Exzentritäten ihrer Bahn, die Existenz nicht konsistenter Saturnringe, die gegenwärtige glutflüssige Beschaffenheit der Sonne, die spektralanalytisch nachgewiesene Identität gewisser, den Sonnenkörper zusammensetzender Elemente mit solchen unserer Erde und endlich die Gleichartigkeit der Bestandteile der Meteorite und derjenigen unseres Planeten.

Von der Kant'schen Theorie ausgehend, lassen sich bei fortdauernder

Wärmeausstrahlung nach Zöllner fünf Entwickelungsphasen der von den erwähnten Nebelballen abstammenden Weltkörper unterscheiden:

Erste Phase, die des glühend-gasförmigen Zustandes, repräsentiert durch die planetarischen Nebel.

Zweite Phase, die des glühend-flüssigen Zustandes repräsentiert durch die Fixsterne mit konstanter Helligkeit.

Dritte Phase, die der Schlackenbildung oder der allmählichen Entstehung einer kalten, nicht leuchtenden Oberfläche. Im Stadium des Überganges aus der zweiten in die dritte Phase befindet sich die Sonne, auf deren glutflüssiger Oberfläche sich zeitweilig bereits Schlackenfelder bilden (Sonnenflecken). Die dritte Phase wird repräsentiert durch die Fixsterne mit veränderlichem Lichtglanze und mit roter, ihrem Rotglut-Zustande entsprechender Farbe. Der Übergang von der dritten zur vierten Phase würde sich bei einem Fixsterne unserem Blicke durch ein allmähliches Verschwinden bemerklich machen.

Vierte Phase, die der gewaltsamen Zerberstung der bereits erkalteten Oberfläche durch innere Glutmasse und dadurch bedingte Eruption der letzteren; ein Ereignis, welches sich durch das plötzliche Aufleuchten eines neuen Sternes offenbart.

Fünfte Phase, die der fortschreitenden Verdickung der Erstarrungskruste, auf welcher sich die Wasserdünste kondensieren, und schließlich völlige Erkaltung des Himmelskörpers.

Unsere Erde hat die vier ersten Stadien des kosmischen Entwickelungsprozesses durchlaufen und ist in die fünfte Phase eingetreten, — ein Ergebnis astronomischer und astrophysischer Beobachtungen, welches die Geologie in der Gestalt, dem spezifischen Gewichte, den Temperaturverhältnissen des Inneren der Erde bestätigt sieht.

b. Formationslehre.

Die Fundamental-Formation (Erstarrungskruste).

Der Begriff eines Meeres, aus welchem sich die ersten Sedimente niederschlugen, setzt einen festen Boden voraus, auf welchem es sich ausbreiten konnte, Niederschläge erfordern ein Fundament, Sedimente, mögen sie aus chemischer Solution oder mechanischer Suspension resultieren, müssen ihr Material präexistierenden Gesteinen verdanken. Aus allen diesen Betrachtungen folgt, dass die ganze Reihe der sedimentären Formationen von einer noch älteren, nicht sedimentären Gebirgsformation, der Grund- oder Fundamental-Formation, getragen werden muss, und diese kann nicht anders gedacht werden, denn als ursprüngliche Erstarrungskruste des einst glutflüssigen Erdballes.

Es erscheint zweifelhaft, ob diese primitive Kruste irgendwo an der Erdoberfläche unserer Beobachtung zugängig ist. Vielleicht müssen die untersten schwachflaserigen, nur sehr undeutlich geschichteten, einförmigen Gneißkomplexe an der Basis der archäischen Formation als die Produkte der oberflächlichen Erstarrung des glutflüssigen Planeten angesprochen werden, doch selbst, wenn wir von dieser Möglichkeit absehen, sind wir im stande, gewisse Schlüsse auf ihre minero-chemische Zusammensetzung ziehen zu können. Die Masse unseres Erdballes, seine atmosphärische Hülle mit eingeschlossen, ist von Anfang an bis jetzt fast dieselbe geblieben; sein Material hat sich weder verringert, noch, wenn wir von der geringfügigen Substanzzuführung durch Meteoriten abstrahieren, vermehrt. Neubildungen von Gesteinen beruhen vielmehr nur auf Umgestaltung von früher vorhandenen Felsarten mit Hilfe der Gewässer und Atmosphärilien, oder auf Erstarrung von glutflüssig emporsteigenden Gesteinsmassen. Das Material jeder jüngeren sedimentären Formation geht somit aus der Zerstörung und Regenerierung älterer Schichten, sowie der Eruptivgebilde hervor, welche sich inzwischen hervorgedrängt haben. Die gesamte Schichtenreihe von dem ältesten Komplexe bis zu den Absätzen heutiger Gewässer verdankt deshalb die Hauptmasse ihres Materiales der Zerstörung, Aufbereitung und Verarbeitung der ursprünglichen Erstarrungskruste. Diese letztere muss deshalb die Summe der Substanzen enthalten haben, aus denen die sedimentäre Formationsreihe aufgebaut ist. Der vorwaltende Bestandteil der Gesamtheit unserer Sedimentärgesteine ist die Kieselsäure. Dieselbe nimmt zum Teil in der Gestalt von Quarz (als Quarzit, Sandstein und Sand), zum Teil verbunden mit Basen in der Form von Silikaten einen so vorherrschenden Anteil an der Zusammensetzung der Schichten, dass alle Basen zusammengenommen nur Bruchteile des Betrages dieser Säure sind. Kieselsäure sowohl wie Basen entstammen zum größten Teil der Erstarrungskruste der Erde; weil aber dieselben in dem ursprünglich flüssigen Zustande unseres Planeten nicht neben einander bestehen konnten, ohne Silikate zu bilden, so muss die Hauptmasse der Erstarrungskruste aus Silikaten und zwar der überwiegenden Kieselsäure wegen aus sauren Silikaten bestanden haben.

A. Die archäische Formationsgruppe.

(Azoische oder eozoische Formationen; Urgebirge.)

Neuere Litteratur über einige archäische Gebiete Deutschlands.

Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Sachsen (Erzgebirge): Blatt Geyer, Elterlein, Annaberg, Marienberg, Zschopau, Lößnitz, Burkhardtsdorf, Wiesenthal Kupferberg, Zöblitz, Lengefeld, Sayda, Brand, Lichtenberg, Freiberg.

A. Sauer. Über Konglomerate in d. Glimmerschieferformation des sächs. Erzgebirges. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1879. Bd. LII. S. 706.
H. Credner. Der rote Gneiß des Erzgebirges. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 757.
J. Lehmann. Unters. über die Entsteh. d. altkryst. Schiefergest. mit bes. Bezugnahme auf d. sächs. Granulitgeb., Erzgeb. etc. Bonn 1884.
H. Credner. Das sächs. Granulitgebirge und seine Umgebung. Leipzig 1884; und geol. Führer durch d. sächs. Granulitgeb. Leipzig 1880.
G. Laube. Geologie des böhmischen Erzgebirges. Prag, I. 1876; II. 1887.
C. W. Gümbel. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges etc. Gotha 1879. S. 115 bis 175, 308—376. Ders. Geognost. Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. S. 165—417; 473—648 u. 825—845.
F. v. Hochstetter. Geognost. Studien aus dem Böhmer Walde. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1854. Bd. V. S. 1—66.
F. Becke. Die Gneißformation des niederösterreichischen Waldviertels. Min. u. petr. Mitteil. Bd. IV. 1881. S. 189 u. 285.
J. Roth. Erläut. zur geognost. Karte des niederschlesischen Gebirges. Berlin 1867.
E. Schumacher. Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 427.
E. Kalkowsky. Die Gneißformation des Eulengebirges. Leipzig 1878.
E. Dathe. Die Gneißformation am Ostabfalle des Eulengebirges. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1886. S. 176.
C. Lossen. Geognost. Beschreib. der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 509.
P. Groth. Das Gneiß-Gebiet von Markirch im Ober-Elsass. Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothr. Straßburg 1877.
E. Cohen. Das obere Weilerthal. Ebend. 1889.
H. Bücking. Das Grundgebirge des Spessarts. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 28.
E. W. Benecke u. E. Cohen. Geognost. Beschreibung d. Umgeg. v. Heidelberg. Straßburg 1881. S. 1—188.

Die archäische Formationsgruppe besteht aus einer, wie es scheint, über 30 000 m mächtigen Schichtenreihe von krystallinischen Gesteinen, und zwar in ihrer untern Hälfte vorwaltend aus Gneißen nebst ihnen eingelagerten Hornblendeschiefern, Quarziten und krystallinischen Kalksteinen, in ihren oberen Niveaus namentlich aus Glimmer-, Chlorit-, Talkschiefern und Phylliten. Charakteristisch für diese Formationen ist ihr Reichtum an gleichalterigen Erzlagerstätten. In den Kalksteinen der Ur-Gneißformation glaubten einige Geologen Reste sehr niedrig organisierter Tiere (Eozoon) erkannt zu haben, — eine Ansicht, welche jetzt für widerlegt gehalten wird, — und schlugen deshalb vor, die bis dahin als »azoisch« bezeichneten Schichtenkomplexe, weil in ihre Bildungszeit die Morgenröte organischen Lebens gefallen sei, »eozoische« zu nennen. Vor beiden Bezeichnungen verdient jedoch diejenige als »archäisch« den Vorzug, weil sie die noch offene Frage, ob zur Zeit der Ablagerung jener beiden Formationen organisches Leben bereits existiert habe, gänzlich unberührt lässt.

Die archäische Formationsgruppe lagert als Produkt der Thätigkeit des

urältesten Meeres auf der Erstarrungskruste der Erde auf, ohne dass ihr Kontakt bis jetzt beobachtet worden wäre, und wird von den versteinerungführenden Schichten des untersten Kambriums konkordant oder diskordant überlagert, wodurch bewiesen wird, dass sie **vor** letzterem zur Ausbildung

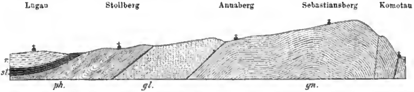


Fig. 134. Profil durch die archäische Formationsgruppe des Erzgebirges.
gn = Gneißformation; *gl* = Glimmerschieferformation; *ph* = Phyllitformation nach oben in das Kambrium und dieses in Silur übergehend. Diskordant über letzteren *st* = Steinkohlenformation und *r* = Rotliegendes.

gelangt ist. Ihre Verbreitung scheint sich über das ganze Erdenrund zu erstrecken, jedoch ist sie zum großen Teile durch Überlagerung jüngerer Formationen verborgen. Nach bereits angedeuteten petrographischen Unterschieden gliedert sich die archäische Gruppe in

II. die krystallinische Schieferformation,
I. die Ur-Gneißformation.

Die Ur-Gneifsformation.

(Laurentische Formation Nord-Amerikas.)

Petrographischer Charakter. Das Gesteinsmaterial der Ur-Gneißformation, der ältesten, unseren Beobachtungen zugängigen sedimentären Schichtengruppe, besteht wesentlich aus Gneißarten, welche durch Abänderungen in ihrer Struktur auf der einen Seite in die entsprechenden Schiefer, auf der anderen Seite in granitähnliche Gesteine übergehen oder mit solchen wechsellagern. Untergeordnet, aber durch ihre gleichmäßige Wechsellagerung mit den Gneißen zur Deutlichkeit der architektonischen Verhältnisse dieser Formation viel beitragend, treten außerdem zwischen den herrschenden Gneißen die mannigfaltigsten Amphibolite, krystallinischer Kalkstein, Dolomit, Quarzit, Serpentin, Magneteisenstein und Graphit in Lagern und Linsen von größerer oder geringerer Mächtigkeit auf.

Die zahlreichen Varietäten des Gneißes lassen sich in zwei Hauptgruppen, die Glimmer- und Hornblende-Gneiße, zusammenfassen, je nachdem außer Feldspat und Quarz entweder Glimmer oder Hornblende als dritter wesentlicher Gemengteil vorhanden ist. Das gewöhnlichste, in allen Verbreitungsgebieten vorwaltende der feldspatreichen archäischen Gebirgsglieder ist der **Glimmergneiß** in allen seinen durch Abänderung des

Gefüges bedingten, in dem petrographischen Teile dieses Lehrbuches bereits beschriebenen Modifikationen. Man hat deshalb besonders flaserige, schieferige, lagenförmige und körnige Gneiße, sowie Augengneiße zu unterscheiden. Je nachdem vorwiegend Magnesiaglimmer oder ausschließlich Kaliglimmer an der Zusammensetzung dieser Gneiße teilnehmen, trennt man letztere in Biotitgneiße und Muscovitgneiße. Die Zahl dieser Varietäten wird noch dadurch vermehrt, dass, ähnlich wie Hornblende, auch Augit, Chlorit, Talk und Graphit für den Glimmer eintreten, gewissermaßen vikariieren können. Infolge davon erscheinen neben dem Hornblendegneiß, freilich meist nur untergeordnet, Augit-, Chlorit-, Talk- und Graphitgneiß in zonenartiger Wechsellagerung mit dem Glimmergneiß. Auch Cordierit kann sich als wesentlicher Gemengteil zu Quarz, Feldspat und zurücktretendem Glimmer gesellen und dann mit diesen (so bei Bodenmais in Bayern und im sächsischen Granulitgebirge) Cordieritgneiß bilden.

Durch Zunahme des Glimmers nimmt der Gneiß immer schieferigere Struktur an und geht durch gleichzeitiges Zurücktreten des Feldspates und Quarzes in Gneißglimmerschiefer und in Glimmerschiefer über. Auf der anderen Seite kann der Gneiß seine Parallelstruktur vollständig verlieren, indem die Glimmerblättchen eine ganz regellose Lage annehmen. Infolge dieser Veränderung des Gefüges geht der Gneiß in Granitgneiß (Lagergranit) über, welcher dann in mächtigen Parallel- oder Lentikulärmassen zwischen dem Gneiße eingelagert und zum Teil durch Übergänge mit ihm eng verknüpft ist. Die Erscheinung, dass der Gneiß infolge des Verlustes seiner Parallelstruktur in ein granitähnliches Gestein, sowie umgekehrt durch Überhandnehmen des die Parallelstruktur bedingenden Minerales in Glimmerschiefer übergeht, dieselbe Erscheinung sehen wir sich bei den Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Graphitgneißen wiederholen. Durch solche auf allmählicher Änderung des Gefüges beruhende Übergänge ist der Beweis geliefert, dass die Mehrzahl der mit den Ur-Gneißen wechsellagernden »Granite« gleichen Zeiten ihren Ursprung verdanken wie die übrigen Glieder dieser Gebirgsformation, dass sie also nicht als erst später injizierte Eruptivgesteine gedeutet werden dürfen.

Dass das Mischungsverhältnis der Gemengteile der zur Ur-Gneißfamilie gehörigen Gesteine außerordentlich variiert, und dass infoge davon vollkommen eigenartige Felsarten erzeugt werden, tritt besonders in dem Verwandschaftsverhältnisse des Granulites zum Gneiß hervor. Wie sich durch Mehrung des Glimmers auf Kosten des Feldspates und Quarzes aus dem Gneiße Glimmerschiefer entwickelt, so entsteht durch Verschwinden des Glimmers und Hervortreten einer ausgezeichneten Parallel- und Lagenstruktur der Granulit. Dieses Gestein besteht nur noch aus dünnen, schieferigen Lamellen von Orthoklas und Quarz, kann aber durch lagenweises Hinzutreten von zahlreichen Glimmerblättchen in Biotitgranulit und

durch Annahme flaseriger Struktur in Gneiß übergehen. Dieses dem Gneiße so nahe verwandte Gestein erscheint hier und da im Gebiete der Ur-Gneißformation als untergeordnetes, regelmäßig eingeschaltetes Gebirgsglied (Fig. 135), so im Eulengebirge, bei Aschaffenburg, im Egerthale, bei Krumau in Böhmen, kann aber auch weite Verbreitungsgebiete fast für sich allein einnehmen, so im sächsischen Granulitgebiete, in Böhmen, Niederösterreich und in Lappmarken. Im Granulite Sachsens treten bank- und linsenförmige Einlagerungen von Pyroxengranulit auf. In Schottland und Skandinavien spielt die

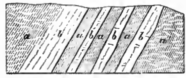


Fig. 135. Gneiß *a* und Granulit *b* in regelmäßiger Wechsellagerung bei Rödenbach im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach *Gümbel*.

Hälleflinta eine nicht unbedeutende Rolle als Gestein der Gneißformation. Dieselbe ist als eine sehr feinkörnige, dicht erscheinende Modifikation der Gneiß-Granulit-Gesteinsreihe zu betrachten.

Unter den zahlreichen untergeordneten Gebirgsgliedern der Ur-Gneißformation sind hervorzuheben: die Amphibolite, welche durch Schwankungen in ihrer Zusammensetzung und Struktur eine höchst mannigfaltige Reihe von Modifikationen bilden, z. B.: Plagioklas-, Granat-, Diallag-, Zoisit-, Biotit-, Salit-Amphibolite, und bei diesen wiederum schieferige und körnige Varietäten. Der Nephrit, ein dichter Strahlsteinschiefer, bildet im Kuenluen, auf Neuseeland, im niederschlesischen Gebirge*) Einlagerungen zwischen Gneißen, Granuliten, Gabbro, Amphibolit und Serpentin. Mit den Amphibolschiefern innig vergesellschaftet tritt im sächsischen Granulitgebirge, in Niederösterreich, im Fichtelgebirge, Eulen- und Zobtengebirge, in Norwegen u. a. O. Flasergabbro (Olivingabbro, Saussuritgabbro) in kleineren oder größeren linsenförmigen Einlagerungen auf. In ähnlicher Lagerungsform, wie solche namentlich auch

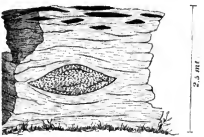


Fig. 136. Größere Linse von Amphibolit und zahlreiche kleinere Linsen von Muscovitgneiß im grauen (Biotit-)Gneiß, bei Elterlein im Erzgebirge. Nach *Sauer*.

bei den Amphiboliten ausgeprägt ist (Fig. 136), stellt sich z. B. im Erz- und Fichtelgebirge Eklogit, ferner im Eulen- und Fichtelgebirge, in Niederösterreich, Schweden und Norwegen Olivinfels und zwar Granat-, Enstatit- und Bronzitolivinfels ein.

Krystallinischer Kalkstein bildet bis zu 3 oder 400 m mächtige

*) H. Traube. Beitr. z. Kenntnis d. Gabbros, Amphib. u. Serpent. des niederschles. Gebirges. N. Jabrb. III. Beil. Band. 1885. S. 412.

Schichtenkomplexe zwischen dem Gneiß, zeichnet sich durch seine krystallinisch körnige Struktur, sowie durch seinen Reichtum an accessorischen Mineralien, vor allen an Granat, Epidot, Apatit, Zirkon, Turmalin, Flussspat, Graphit, Kupferkies und Schwefelkies, Magneteisenstein, Titaneisenstein, Zinkoxyd aus. Viele dieser krystallinischen Kalksteine sind dolomitisch, seltener sind reine Dolomite. Sie sind zum Teil auf das deutlichste geschichtet, wechseln mit Lagen von Quarzit und Hälleflinta ab, erhalten zuweilen eine bandartige Parallelstruktur durch das zonenweise Auftreten der erwähnten accessorischen Mineralien, hauptsächlich von Graphit, Serpentin, Pyroxen, Tremolith und Apatit. Zwischen Gneiß und Kalkstein findet oft eine enge Verknüpfung durch Wechsellagerung von schwächeren Gneiß- und Kalksteinlagen statt. Quarzit, glasig, körnig oder schieferig (Fig. 137), und ebenso Serpentin (Granat- und Bronzit-Serpentin) treten in bis über 100 m mächtigen, meist scharf geschichteten Zwischenlagern, der Serpentin nicht selten von

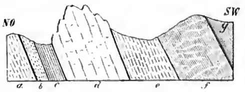


Fig. 137. Profil durch den Pfahl im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach *Gümbel*.
a Gneißgranit in Augengneiß übergehend.
b Hälleflinta mit Orthoklas-Ausscheidungen.
c schieferige Hälleflinta.
d Quarzfels des Pfahles.
e rötlicher Augengneiß.
f rötlicher normaler Gneiß.
g dünnflaseriger bunter Gneiß.

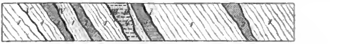


Fig. 138. Graphitlager bei Wolmersdorf in Niederösterreich. Nach v. *Hauer*.
1 Quarzitschiefer. *2* Körniger Kalkstein. *3* Hornblendeschiefer. *4* Glimmerschiefer. *I—V* Graphitlager

Chlorit- und Talkschiefern begleitet, in allen Horizonten der Ur-Gneißreihe auf, während Graphit, und zwar entweder ziemlich rein oder mit thoniger Substanz gemengt und dann häufig schieferig, flötzartige Einlagerungen bildet (siehe Fig. 138). Die mit Granuliten vergesellschafteten bituminösen Mikroklinschiefer des Nullaberges in Schweden (Fig. 139) enthalten als primären Gesteinsgemengteil bis über erbsgroße Klümpchen einer schwarzen humusartigen Substanz (Huminit) und sind außerdem sekundär von Asphalt imprägniert*).



Fig. 139. Bituminöses Gestein von Vermland in Schweden.
a roter Gneiß.
b bituminöse Mikroklinschiefer (über 15 m mächtig) und Granulit.
c Hyperit des Nullaberges.

In den krystallinischen Kalksteinen Canadas, Schottlands und Bayerns kommen in verworren über einander liegenden Nestern von über Kopfgröße

*) A. E. Törnebohm. N. J. f. Min. 1888. II. S. 1.

parallel wellige, unregelmäßig konzentrische, mit Lagen von körnigem Kalke abwechselnde Bänder und Streifen von Serpentin vor (Ophicalcite). Diese gebänderten Serpentinballen haben Carpenter und Dawson als Reste einer riesigen, von ihnen Eozoon genannten Foraminifere, und die Kalksteinlager, in welchen sie angehäuft sind, als den neueren Nummulitenkalken analoge Foraminiferenriffe ansprechen zu dürfen geglaubt. Der organische Ursprung des sog. Eozoon scheint jedoch jetzt als widerlegt zu gelten*).

Als sehr gewöhnlicher accessorischer Gemengteil der Gneiße, und zwar vor allem der Hornblendegneiße, ist Magneteisenstein denselben in feinen Körnchen eingestreut. Manche Glieder der Gneißformation, mögen sie nun aus Gneiß oder aus ihm verwandten Gesteinen bestehen, sind dadurch als erzführende Gesteinszonen ausgebildet, dass ihre Gesteinsmassen oft in meilenweiter Erstreckung mehr oder weniger reichlich mit Erzteilchen imprägniert erscheinen. Solche dem Streichen der Formation parallele erzhaltige Zonen heißen Fahlbänder. Die Mineralien, welche in äußerst feinen Teilchen, gewissermaßen wie Wolken von Erzpartikelchen in das Gestein eingesprengt zu sein pflegen und auf diese Weise Veranlassung zur Bildung von Fahlbändern geben, sind hauptsächlich Magneteisenerz, ferner Schwefelkies, Kobaltkies, Kupferkies, Zinkblende und Zinnstein. Als derartige Erscheinungen sind z. B. zahlreiche Magneteisensteinimprägnationen in Skandinavien, Schottland und Nordamerika, und die Kupferkies- und Zinkblende-Imprägnationen von Kongsberg anzuführen. Innerhalb solcher Imprägnationszonen kann eine Konzentration der fein eingesprengten Erzteilchen zu massiven, lentikulären, flötzartigen oder unregelmäßig gestalteten, also stockförmigen Erzlagerstätten stattfinden, welche dann in der Weise in das Fahlband eingelagert sind, dass die Flächen ihrer größten Ausdehnung der Schichtung des Nebengesteines parallel liegen. Besonders ist es Magneteisenerz, aber auch Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies, welche derartige durch die sie umgebende Imprägnationszone mit dem Gesteine verwachsene Erzlagerstätten bilden. Die Gneißdistrikte von Skandinavien, von Canada und New-York liefern Beispiele für solche Vorkommnisse. Ebenso treten im Cordieritgneiße von Bodenmais im bayerischen Walde fahlbandartige Imprägnationen und lentikuläre Einlagerungen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende u. s. w. auf.

Ähnliche Erzlagerstätten können sich auch einstellen, ohne an Fahlbänder gebunden zu sein. Sie bilden dann selbständige Glieder der Gneißformation und haben entweder die Form regelmäßiger Flötze oder diejenige lentikulärer Einlagerungen. In ersterem Falle sind die Grenzflächen solcher Erzlagerstätten nicht selten sehr scharf ausgeprägt und verfolgen meilen-

*) K. Möbius. Der Bau des Eozoon Canadense. Mit 18 Tafeln. Palaeontographica. Cassel 1878.

weit die größte Parallelität, sowohl unter einander, wie mit der Schichtung der angrenzenden Gneißgesteine (Fig. 140). In ihren Lagerungsverhältnissen entsprechen sie vollkommen Flötzen von Eisenoolith zwischen den Schieferthonen jüngerer Formationen. Am gewöhnlichsten, so in Schlesien (z. B. bei Schmiedeberg), im Erzgebirge, in Bayern, Norwegen, Nordamerika, tritt Magneteisenstein, bei Bodenmais in Bayern, in Canada, und Skandinavien aber auch Roteisenerz, Kupferkies und Schwefelkies unter den eben beschriebenen Verhältnissen auf. Außerdem sind Lagerstätten von Rotzinkerz, Willemit und Franklinit bei Franklin in New-Jersey als accessorische Bestandmassen des archäischen Kalksteines oder als flötzartige Einlagerungen in demselben bekannt.

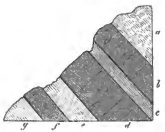


Fig. 140. Magneteisensteinflötze der King Mine in New Jersey. Nach *Würtz*.
a ausgezeichnet flaseriger Gneiß.
b Magneteisenstein mit Apatit 1,3 m.
c Glimmerschiefer.
d Magneteisenstein mit Apatit 3 m.
e Gneiß.
f Gemenge von Magneteisen, Feldspat und Quarz.
g Gneiß.

Die Urgneiße des Bayerischen Waldes gliedert Gümbel in die untere oder bojische und die obere oder hercynische Gneißformation, — erstere besteht wesentlich aus bunten, rötlichen Gneißen, Granitgneißen und Lagergraniten, letztere vorwiegend aus grauen Gneißen mit Einlagerungen von Cordieritgneiß, Hornblendegesteinen, Eklogit, Serpentin, krystallinischem Kalkstein u. a.

Mächtigkeit und architektonische Verhältnisse. Die Mächtigkeit der in ihrem petrographischen Charakter oben kurz geschilderten Ur-Gneißformation beträgt in Canada über 10 000 m, in Bayern etwa 30 000 m. — Stellen sich auch dem Studium der architektonischen Verhältnisse der Ur-Gneißformation infolge der Unbeständigkeit der petrographischen Eigentümlichkeiten ein und derselben Schichtenzone, ferner infolge der steilen, oft vertikalen Aufrichtung der Schichten bedeutende Schwierigkeiten entgegen, so dürfte doch dieselbe auf zwei Hauptlagerungsformen zurückzuführen sein. Die eine, z. B. im Gneißgebiete des Erzgebirges, sowie im sächsischen Granulitgebirge, ferner in dem der Umgebung von Bergen erkannte, lässt sich als eine kuppelförmige, die zweite in Canada, Brasilien und in zahlreichen Distrikten Skandinaviens vertretene als eine ausgedehnte, weit fortsetzende, zonenartige Lagerung bezeichnen. Im ersteren Falle zeigt sich in den mittleren Regionen eines jeden derartigen Gneißterrains eine nahezu horizontale, wenigstens sehr flache Schichtenlage, während sich nach den Grenzen zu eine steile Stellung mit nach außen gerichtetem Fallen geltend macht. Bei zonenartigen Lagerungsverhältnissen stehen die mannigfachen Schichtenkomplexe in einseitig aufgerichteter,

selbst vertikaler, in synklinaler oder antiklinaler, ja, wie in den Zentralalpen, in fächerförmiger Stellung (Zentralmassive der Alpen) nebeneinander (Fig. 141). Dergleichen Schichtenzonen der Ur-Gneißformation besitzen oft sehr bedeutende Ausdehnung. So erstreckt sich die brasilianische Gneiß- und Glimmerschieferformation in nordöstlicher Richtung über 250 geographische Meilen weit, während ein 64 Meilen langes Profil quer durch die



Fig. 141. Architektonische Verhältnisse der Ur-Gneißformation der Gegend von Grenville, Canada. Nach *Logan*.
a krystallinischer Kalkstein. *b* Gneiß und Quarzit.

Andeskette, wenige Grade nördlich vom Äquator in seiner ganzen Ausdehnung vertikal oder fast vertikal stehende Schichten der Gneißformation zeigt. Die Gneißzone, welche das geologische Skelet des appalachischen Gebirgssystemes und somit der ganzen östlichen Hälfte des nordamerikanischen Kontinentes bildet (laurentische Formation), erstreckt sich vom Staate Georgia aus bis nach der Mündung des Lorenzstromes und besitzt somit eine Länge von etwa 300 deutschen Meilen.

Lagerungsverhältnisse der Ur-Gneifsformation zu den übrigen Formationen. Die Ur-Gneißformation ist wie bemerkt die unterste unserer Beobachtung zugängige Schichtengruppe. Das Fundament, auf dem sie ruht oder mit welchem sie nach unten zu verschmolzen ist, wird voraussichtlich die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde sein, während sie selbst als Basis der übrigen Sedimentformationen zu betrachten ist. Sie wird meist von der nächst jüngeren Formation, den Ur-Schiefern, zuweilen aber von viel neueren Gebirgsgliedern, so dem Silur, der Steinkohlenformation oder von noch weit jüngeren Schichtenkomplexen ungleichförmig überlagert.

Bei dem Mangel an organischen Resten, welche als Fingerzeig über die Stellung der Ur-Gneißformation in der Schichtenreihe dienen könnten, sind ihre Lagerungsverhältnisse in dieser Hinsicht allein maßgebend, besonders da sich Gesteinsreihen von ähnlichem petrographischen Charakter in jüngeren Formationen wiederholen, also der letztere allein für sich nicht immer sichere Schlüsse auf das Alter des betreffenden Schichtenkomplexes erlaubt. Lagerungsverhältnisse hingegen, wie die in Fig. 134, 142 und 143 wiedergegebenen, können mit Bezug auf das Alter der Gneißformation nur eine Deutung erfahren.

Fig. 142 stellt die geologischen Verhältnisse des Smith's Eisenberges in Michigan dar. Eine krystallinische Schichtenreihe, bestehend

aus Quarzitschiefern, Chloritschiefern, Roteisenstein, Jaspis und Hornblendeschiefern bildet in diesem Falle eine steile, enge Mulde innerhalb der Ur-Gneißformation *d*. Die Schichten des östlichen Flügels dieser Mulde streichen von N nach S und wenden sich dann in vollständigem Halbkreise zuerst nach W und dann nach N, wobei sich ihr Einfallen von einem westlichen in ein nördliches und zuletzt in ein östliches verändert, während sich das Streichen und Fallen des Gneißes in seiner nordwestlichen Richtung gleichbleibt, so dass die diskordante Überlagerung desselben durch die krystallinischen Schiefer an deren südlichem Wendepunkte ihr Maximum erreicht.



Fig. 142. Smith's Eisenberg in Michigan, südlich vom Lake Superior. (*H. Crd.*)
a Roteisenstein;
b Jaspis, Eisenkiesel und Amphibolitzwischenlager;
c Quarzit- und Chloritschiefer;
d Ur-Gneißformation.

In Fig. 143 ist ein Profil aus dem Staate New Jersey wiedergegeben. Hornblendegneiße *a*, deren Schichten vertikal neben einander stehen, werden hier von Kambrium, nämlich flach muldenförmig gelagertem Potsdam-Konglomerat *b*, diskordant bedeckt; ebenso ist seine nordwestliche Flanke vom Kambrium, Potsdam-Konglomerat *b*, Kalkstein *c*, Thonschiefer *d* überlagert. Ganz analoge Verhältnisse wiederholen sich an zahlreichen Punkten Canadas südlich vom Lorenzstrome, sowie Skandinaviens, z. B. an dem Kinnekulle in Westgothland, ferner im Erzgebirge (Fig. 134), Granulitgebirge, Böhmer Walde u. a. O. An allen diesen Lokalitäten werden Vertreter der Ur-Gneißformation von krystallinischen



Fig. 143. Kambrium diskordant auf laurentischen Hornblendegneißen. Copperas Mt., New Jersey, Nach *Cook*.

Schiefern oder von kambrischen Schichten z. T. ungleichförmig überlagert, müssen also nicht nur früher als diese gebildet worden sein, sondern z. T. auch bereits eine Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse erfahren haben, ehe kambrische Sedimente abgesetzt wurden.

Die **Verbreitung** der Ur-Gneißformation ist eine sehr allgemeine, indem diese auf der ganzen damaligen Erdoberfläche zur Ausbildung gekommen zu sein scheint. In allen größeren Länderkomplexen, von welchen wir überhaupt geologische Kenntnisse besitzen, tritt dieselbe und zwar mit konstanter Gleichförmigkeit ihres Gesamtcharakters auf. Ein großer Teil

des Fichtelgebirges, des Erzgebirges, des Riesengebirges und Böhmens besteht aus Gliedern der Ur-Gneißformation. Von dem südwestlichen Böhmen aus erstreckt sich eine Schichtenzone über den Böhmer und den Bayerischen Wald bis zur Donau, welche zum großen Teile dem Ur-Gneiße angehört. Dasselbe Alter kommt dem sächsischen Granulitgebirge zu, welches sich in Form eines elliptischen Schichtengewölbes am Nordabfalle des Erzgebirges zwischen Rochlitz und Chemnitz ausdehnt. Gleichalterige Gneiße und Gneißgranite setzen ferner die Zentralalpen zusammen, ebenso sind sie in Schottland und auf den Hebriden, in Wales und Cornwall, am großartigsten in Europa jedoch in Skandinavien und Finnland verbreitet. In Nordamerika tritt das Ur-Gneißsystem in zwei Zonen zu Tage, deren nördliche sich aus der arktischen Region in südöstlicher Richtung bis zum oberen Mississippi und von da in östlicher Richtung durch Minnesota und Wisconsin nach dem Superior, Huron und Ontario See und nördlich vom Lorenzstrome hin bis zum atlantischen Ozeane erstreckt. Die andere, die appalachische Gneißzone, beginnt an dem Südufer der Lorenzmündung, läuft in südwestlicher Richtung parallel dem Gestade des Meeres durch sämtliche atlantische Staaten bis nach Alabama hinein. Außerdem treten noch einige isolierte Gneiß-Areale westlich vom Mississippi auf. In Südamerika besitzt die Gneißformation in dem brasilianischen Küstengebirge, in Venezuela und den Andes eine enorme Verbreitung. Auch in Afrika (Guinea, Goldküste, Kamerun, am Congo, Orange und Zambesi, in Abyssinien), in den Hochgebirgen Asiens, in China, Japan und Bengalen ist dieselbe nachgewiesen, endlich besteht der größte Teil von Grönland, soweit dieses bekannt und eisfrei ist, aus Gneißen.

Die krystallinische oder Ur-Schieferformation.

(Die huronische Formation Amerikas.)

Auf den Ur-Gneißen lagert die krystallinische Schieferformation und besteht aus einer über 8000 m mächtigen Schichtenreihe von vorwaltenden Glimmerschiefern und Phylliten mit eingelagerten Quarziten, Amphiboliten, Gneißen, krystallinischen Kalksteinen und zahlreichen Erzlagerstätten, welche dieser Schichtengruppe eine bedeutende technische Wichtigkeit verleihen. Es sind also zum Teil dieselben Gesteine, wie sie bereits in der Ur-Gneißformation auftreten, jedoch herrschen jetzt die schieferigen, also feldspatarmen, vor den körnigen, flaserigen, feldspatreichen vor, während früher das umgekehrte Verhältnis stattfand.

Petrographischer Charakter. Die Hauptgesteine der krystallinischen Schieferformation sind zu unterst Glimmerschiefer und darüber Phyllit. Ersterer ist stets ausgezeichnet geschichtet und besteht zuweilen fast allein

aus zum Teil bis Quadratzoll großen Schuppen von lichtem Kaliglimmer oder dunkelem Magnesiaglimmer (Muscovitschiefer und Biotitschiefer oder heller und dunkeler Glimmerschiefer). In anderen Fällen ist er so quarzreich, dass er sich dem Quarzite nähert, und endlich geht er zuweilen durch Aufnahme von Feldspat in Gneißglimmerschiefer und Gneiß, ja in Granitgneiß über (siehe Profil Fig. 144). Nicht selten treten im Glimmer-

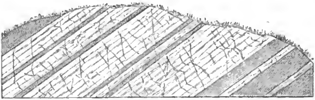


Fig. 144. Profil durch wechsellagernde Bänke von Granitgneiß (*a*) und Gneißglimmerschiefer (*b*) bei Geringswalde im sächsischen Mittelgebirge. Nach *Dathe*.

schiefer knoten- und flach linsenförmige Nester von Quarz auf, welchen sich die Lagerung dieses Glimmergesteines anschmiegt, wodurch dasselbe eine großflaserige Struktur erhält. Von accessorischen Bestandteilen sind Feldspat, Staurolith, Andalusit, Hornblende und Turmalin häufig. Ganz konstant pflegt Granat im Glimmerschiefer aufzutreten. Nimmt dessen Menge sehr zu, so entsteht Granatglimmerfels. Durch garbenförmige oder weizenkornähnliche, dunkele Konkretionen gehen lokal (so am sächs. Granulitgebirge) Garbenschiefer und Fruchtschiefer hervor. Wie bei den Gneißen, so kann auch bei den Glimmerschiefern der Glimmer durch Hornblende, Chlorit oder Talk verdrängt werden, so dass Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer entstehen, welche meist untergeordnet zwischen den Glimmerschiefern, oft aber auch als selbständige mächtige Schichtenkomplexe auftreten, so am Großglockner und Monte Rosa, im Ural und in Brasilien, so in den südlichen atlantischen Staaten und am Lake Superior in Nordamerika; wird der Glimmer durch Schuppen von Eisenglanz ganz oder teilweise vertreten, so entstehen Lager von Eisenglimmerschiefer, wie sie in dem Schichtenbaue Brasiliens und Georgias eine Rolle spielen.

Der Phyllit (Ur-Thonschiefer) setzt in den meisten Schiefer-Territorien die oberen Niveaus dieser Formation zusammen. Er pflegt reich zu sein an Linsen, Knauern, Knoten und Adern von Quarz, welche oft von chloritischen Wolken und Schmitzen durchzogen und von Feldspat durchwachsen sind. Als besondere Varietäten des Phyllites sind hervorzuheben: Quarzphyllit, bestehend aus schichtenartiger, oft feinster Wechsel-Lagerung von Quarz und Phyllit, — Feldspatphyllit, ausgezeichnet durch seine Führung von Albitkörnern, — Kalkphyllit mit Calcitein-

sprenglingen, — Ottrelitphyllit und Chloritoidphyllit, reich an Chloritoid- und Ottrelitblättchen, endlich je nach dem Grade ihrer Krystallinität glimmerglänzender und thonschieferähnlicher Phyllit, sowie Dachschiefer, ohne Quarzknauern, ebenschieferig. An Stelle des Phyllites können ebenfalls höchst mannigfaltig ausgebildete Sericitschiefer treten. Durch Zunahme der Feldspateinsprenglinge gehen aus den Feldspatphylliten und -sericitschiefern Phyllitgneiße und Sericitgneiße hervor (vergl.

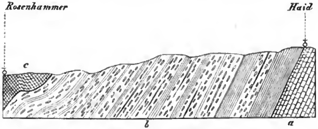


Fig. 145. Profil aus dem Urschiefergebirge des Fichtelgebirges. Nach Gümbel.
a Quarzitschiefer.
b Phyllit, wechsellagernd mit Phyllitgneiß.
c Phyllit.

Fig. 145), so im Taunus, Böhmer Wald, Fichtelgebirge, Thüringen, Erzgebirge, Granulitgebirge.

Eine wichtige Rolle spielen die Quarzite in der Ur-Schieferformation, welche dickbankig, plattig oder schieferig, glasig oder körnig und dann sandsteinartig sein können. Sie sind meist scharf geschichtet, zeigen z. B. in Dalekarlien und in Michigan sehr deutlich ausgeprägte, über große Flächen verbreitete und sich von Schicht zu Schicht wiederholende Wellenfurchen und gehen durch Überhandnehmen der schieferigen Struktur, welche namentlich durch Glimmer-, Talk- oder Sericitbeschläge auf den Schichtungsflächen hervorgebracht wird, in Quarzitschiefer über. Zu diesem steht der Itacolumit in einem sehr nahen verwandtschaftlichen Verhältnisse, indem er eine Quarzitvarietät repräsentiert, deren Biegsamkeit auf der gelenkartigen Verzahnung der einzelnen Quarzkörner beruht. Er ist ebensowohl in Brasilien, wo er seine Hauptentwickelung findet, wie in Virginia, Carolina und Georgia in Nordamerika das Muttergestein von Diamanten und führt außerdem, wie später gezeigt werden wird, in beiden Regionen Gold. Unter ähnlichen Verhältnissen wie die Quarzite erscheinen innerhalb mancher krystallinischen Schiefer-Gebiete von Kohlenstoff schwarzgefärbte Graphitoidschiefer.

In der Glimmerschieferformation treten bei Obermittweida und Wiesenthal im Erzgebirge scharf umrandete, z. T. kugelrunde Gerölle von verschiedenartigen Gneißen, Quarziten und krystallinischem Kalkstein auf, welche förmliche Konglomeratbänke bilden.

Häufige und zum Teil sehr mächtige Einlagerungen im Gebiete der krystallinischen Schieferformation bilden grobkrystallinische bis feinkörnige **Kalksteine, Dolomite und dolomitische Kalksteine** von weißer, rötlicher oder grauer Färbung und mehr oder weniger regelmäßiger, weitläufiger oder enger Schichtung. So tritt nahe der unteren Grenze der huronischen Formation von Michigan eine 600 bis 1000 m mächtige Gruppe von außerordentlich deutlich geschichteten, hier und da mit dünnen Quarzitlagen wechsellagernden, dolomitischen Kalksteinen auf (Fig. 146. *c*).

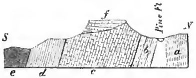


Fig. 146. Unterhuronische Schichtenreihe in der Menomonee-Gegend in Michigan. (*H. Crd.*)
a Laurentischer Gneiß. — *b* huronischer Quarzit. — *c* Kalkstein 1000 m. — *d* Roteisenstein 250 m. — *e* Chloritschiefer 450 m. — *f* Kambrischer Potsdamsandstein mit primordialer Fauna.

In Verbindung mit derartigen Gesteinen stehen nicht selten **Kalkglimmerschiefer** und **Kalkphyllite**, welche nicht nur an vielen Lokalitäten mit den Kalksteinen zu wechsellagern pflegen, sondern auch deutliche Übergänge in diese verfolgen lassen, indem die dünnen Lamellen oder Membranen von Phyllit oder von Glimmer, Chlorit und Talk, welche die einzelnen Lagen trennen, nach und nach vollständig verschwinden. **Amphibolite** und zwar z. T. **feldspatführende** oder **chloritische Hornblendeschiefer**, sowie **Augit-**, **Biotit-**, **Epidot-** und **Granat-Amphibolite** von körniger, flaseriger, gebänderter und schieferiger Struktur, ferner **Aktinolithschiefer**, sind ebenfalls häufige Erscheinungen, z. B. am sächsischen Granulitgebirge, im Fichtelgebirge, im bayerischen Walde. Flötze von **Graphitschiefern** sind sehr gewöhnlich zwischen den Glimmerschiefer Europas und Nordamerikas zwischengelagert. Auch **Serpentine** sind in manchen dieser Terrains häufig, so im Ural, in Skandinavien, Schottland, in Schlesien, wo sie z. T. in Verbindung mit schieferigem **Olivinfels** (so bei Fatmomak in Jemtland) als weitausgedehnte, aber nicht sehr regelmäßige Lager vorkommen. Während in diesem Gesteine nicht selten Chromeisenerz in Trümern und Nestern gefunden wird und zahlreiche Lagerstätten von Brauneisenstein mit den Kalksteinen der Ur-Schieferformation in Verbindung stehen, tritt **Roteisenerz** in Form ansehnlicher Schichtenkomplexe als selbständiges Gebirgsglied auf, so z. B. im nördlichen Wisconsin und auf der oberen Halbinsel von Michigan. Hier überlagert der Roteisenstein (siehe Fig. 146) die Quarzite, Kalksteine und stellenweise auch Chloritschiefer in einer über 250 m mächtigen Gruppe von dünnschieferigen bis dickbänkigen Schichten, von denen arme, kieselige mit eisenreicheren bandartig abwechseln. In einzelnen Zonen dieses Schichtenkomplexes verlieren sich jedoch die Jaspislagen vollständig, so dass abbauwürdige, bis 20 m mächtige, flötzartige Einlagerungen von reichem Roteisenstein

entstehen. Von Interesse ist die Thatsache, dass auf den Schichtungsflächen mancher Roteisensteine Wellenfurchen und, in Wechsellagerung mit den genannten Erzen, sehr gewöhnlich eisenschüssige Quarzit-, Eisenkiesel- und Jaspis-Konglomerate und -Breccien beobachtet wurden.

Magneteisenstein bildet zwischen den Phylliten, Talk- und Glimmerschiefern vieler Gegenden, wenn auch keine selbständigen Gebirgsglieder, so doch zum Teil sehr mächtige Lager, welche die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder ausgedehnter Flötze besitzen. Unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen, wenn auch seltener, treten Schwefelkies und Kupferkies und dann gewöhnlich vergesellschaftet auf. In diesem Falle ist die teilweise Sonderung der Schwefelkiese und Kupferkiese in verschiedene, bei aufgerichteter Stellung der Schichten über einander liegende Etagen bemerkenswert, deren untere aus vorwaltendem Kupferkies, deren obere meist aus Schwefelkies besteht. Zu den großartigsten Vorkommen dieser Art gehören die Kupfererzlagerstätten von Ducktown in Tennessee (Fig. 147). Dieselben sind ausgedehnte, über 500 m lange und bis 150 m mächtige Imprägnationszonen von Kupferkies- und Schwefelkieseinsprenglingen mit lentikulärem, massivem Erzkerne, welche in einer gewissen, von Virginia durch Tennessee bis Georgia verfolgbaren Zone staffelartig vor einander liegen. Allen diesen lentikulären Lagerstätten ist die Anordnung der sie bildenden Mineralien zu vier durchaus verschiedenen Horizonten gemeinsam, von denen die beiden obersten *a* und *b* als Produkte des Zersetzungsprozesses von seiten der Atmosphärilien auf die geschwefelten Erze zu betrachten sind und aus Brauneisenstein und oxydischen Kupfererzen bestehen, während die dritte *c* als die Etage des vorwaltenden Schwefelkieses und die tiefste *d* als die des Kupferkieses bezeichnet werden kann *).



Fig. 147. Kupfererzlagerstätte von Ducktown. (*H. Crd.*)
a Brauneisenstein - Ausgehendes.
b Rotkupfererz-Malachit-Etage.
c Schwefelkies-Etage.
d Kupferkies-Etage.
e Kryst. Schiefer, imprägniert von Erzpartikelchen.

Nicht selten führen die Einlagerungen von krystallinischem Kalk und von Amphiboliten mehr oder weniger reichliche Einsprenglinge, Nester und Schmitzen von Bleiglanz, Blende, Kupferkies und Eisenkies (z. B. Schwarzenberg im Erzgebirge).

Ein anderes nutzbares accessorisches Mineralvorkommen der Ur-Schieferformation ist das **Gold**. Die freilich meist sehr unbedeutende, also dann in technischer Beziehung unwichtige Goldführung fast aller Schieferdistrikte ist konstatiert und in manchen Gegenden Veranlassung zu einer ziemlich ausgedehnten bergmännischen Gewinnung geworden; so in den atlantischen Staaten Nordamerikas, vor allem in Nova Scotia, Virginia, den beiden Caro-

*) H. Crd. Berg-, u. Huttenm. Zeitg. 1867. No. 1.

linas und Georgia, woselbst das Gold auf dreierlei Weise auftritt. Zuerst in Gestalt dünner Drähte, zackiger Blättchen, kleiner arboreszierender Büschel und verzogener Krystalle, verteilt in der Masse oder auf den Schichtungsflächen gewisser, durch äußere Merkmale nicht zu unterscheidender Zonen der Talkschiefer, Quarzitschiefer, Itacolumite, Chlorit- und Glimmerschiefer. Außer in freiem Zustande kommt zweitens das Gold, — und das ist am gewöhnlichsten der Fall, — an Schwefelkies und dessen Zersetzungsprodukt, das Eisenoxydhydrat, gebunden, als Imprägnation in den genannten Gesteinen vor. Die goldhaltigen Schwefelkiese können entweder in der ganzen Mächtigkeit gewisser Schichtenkomplexe gleichmäßig verteilt sein oder sich, und zwar am häufigsten, ähnlich wie die beschriebenen Kupfererze von Ducktown, zu massiven, unregelmäßig linsenförmigen Erzkernen konzentrieren. Endlich kann das Gold in einer Matrix von Quarz auftreten, der entweder die Gestalt flach linsenförmiger Nester oder flötzartiger Bänke annimmt, und in diesen entweder frei, allein für sich vorkommen, oder mit Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tellurwismut vergesellschaftet oder auch an Schwefelkies gebunden sein (H. Crd.).

Gliederung. Die Ur-Schieferformation gliedert sich in zwei Unterabteilungen (vergl. Fig. 134).

2. zu oberst die **Phyllitformation,** vorwaltend Phyllite oder Sericitschiefer mit eingelagerten Feldspatphylliten, Phyllitgneißen, Sericitgneißen, Quarzphylliten, Quarziten, Kieselschiefern, Kalksteinen, Hornblendeschiefern. Unten noch mit starkem Glimmerglanz, nach oben sich dem Thonschiefer nähernd und in das sog. Unter-Kambrium Thüringens, des Vogtlandes, Erzgebirges und Fichtelgebirges ganz allmählich übergehend, welches hier auch als oberste Abteilung der Phyllitformation aufgefasst werden kann;

1. zu unterst die **Glimmerschieferformation,** vorwaltend Glimmerschiefer (helle und dunkele Gl., Andalusit-, Granat-, Quarzit-, Kalkglimmerschiefer) mit eingelagerten Amphiboliten (Plagioklas-, Granat-, Augitamphibolite, Hornblendeschiefer), Chloritschiefern, Talkschiefern, Erzlagern, krystallinischen Kalksteinen, Quarziten, Garbenschiefern, Gneißglimmerschiefern, roten und zweiglimmerigen Gneißen.

Die **architektonischen Verhältnisse** der krystallinischen Schieferformation sind, ähnlich wie die der Gneißformation, häufig höchst verwickelter Art. Beide eben genannten Formationen treten meist in Verbindung mit einander als langgestreckte Zonen oder als isolierte Territorien von unregelmäßig abgerundeten Konturen innerhalb des Gebietes jüngerer Schichtengruppen zu Tage. Das Skelet dieser Inseln von krystallinischen Sedimentgesteinen bilden gewöhnlich Gneiße, dessen Ausfüllung hingegen und beiderseitige Flanken die Ur-Schiefer (siehe Fig. 134, 142, 148 u. 149). Wird schon durch derartige Lagerungsverhältnisse ein mulden- oder mulden-

buchtförmiger Bau bedingt, so wird dieser durch sich vielfach wiederholende Knickungen, also dem Hauptbecken untergeordnete Synklinal- und Antiklinalbildungen noch hervortretender. Dazu gesellen sich sehr häufig bis ins kleinste gehende, zickzackähnliche Faltungen und Windungen der Schichten, so dass das Vorherrschen sich oft wiederholender synklinaler und antiklinaler Architektur zu den charakteristischen Eigentümlichkeiten der Ur-Schiefer gerechnet werden muss. Der Fallwinkel dieser verschiedenen



Fig. 148. Profil durch die zentrale Tauernkette. Nach *Heinr. Crd.*

1. Gneißgranit und Gneiß, Ur-Gneißformation:
2. Krystallin. Kalkstein,
3. Glimmerschiefer,
4. Kalkglimmerschiefer,
5. Chloritschiefer,
6. Quarzitschiefer,

(2.–6.: kryst. Schieferformation.)

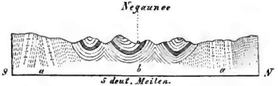


Fig. 149. Profil durch die Eisenregion von Negaunee am Lake Superior, Michigan. (*H Crd.*).

a Gneißformation.
b krystallinische Schiefer, Quarzite, Kalksteine, Eisensteine, Pyroxen- und Hornblendegesteine.

Muldenflügel kann freilich ein sehr verschiedener sein, so dass die betreffenden Schichten neben einander auf dem Kopfe stehen oder sehr flach gegen einander einfallen können. Tritt die Ur-Schieferformation rings um die Ränder einer Gneißkuppel auf, so findet gewöhnlich eine mantelförmige Umlagerung statt, wobei die Schiefer ebenso wie der Gneiß von innen nach außen fallen. In außerordentlicher Regelmäßigkeit ist dies rings um die sächsische Granulitformation der Fall.

Die **Lagerungsverhältnisse** der Ur-Schieferformation zu den übrigen Sedimentärformationen weisen ersterer auf das zweifelloseste ihren Platz ziemlich nahe der Basis der gesamten Schichtenreihe an. An sehr vielen Punkten ist die diskordante Überlagerung der Ur-Schiefer durch Untersilur oder Kambrium beobachtbar. Die in Fig. 150 u. 151 wiedergegebenen Profile mögen als erläuternde Beispiele dienen. In ersterem lagert dem Kambrium angehöriger Sandstein flach geneigt auf den Schichtenköpfen des Quarzites. Seine ursprünglich zackigen Konturen sind von der kambrischen

Brandung abgerundet und von den Wogen jenes Meeres glatt geleckt worden. Sehr charakteristisch sind die durch Fig. 146 erläuterten Lagerungsverhältnisse; hier lagert die krystalline Schichtenreihe auf den Ur-Gneißen und wird von Potsdam- (kambrischem) Sandstein diskordant überlagert. Ebenso interessant ist ein dem vorigen benachbarter Aufschluss (Fig. 151).

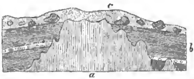


Fig. 150. Quarzitschiefer *a*, diskordant überlagert von kambrischem Sandstein *b*; bei Marquette am Lake Superior. (*H. Crd.*)



Fig. 151. *a* kieseliger Roteisenstein. *b* kambrischer Sandstein. Aus der Menomonee-Region. (*H. Crd.*)

Er zeigt, dass die Spalten, welche sich von der Oberfläche des der Glimmerschieferformation angehörigen Roteisensteines in die Tiefe erstrecken, von den Sedimenten des kambrischen Meeres ausgefüllt worden sind, und dass sie jetzt als Sandstein- und Konglomeratgänge die krystallinischen Schiefer durchsetzen, nach oben zu aber mit ausgedehnten horizontalen Ablagerungen des primordialen Kambriums (z. B. mit Dikellocephalus) im Zusammenhang stehen. Auch die Phyllite des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges, sowie des Vogtlandes und des östlichen Thüringens, des Fichtelgebirges und Böhmens werden vom Kambrium überlagert.

Die **Verbreitung** der Ur-Schieferformation ist eine etwas geringere als die der Gneiße. Die Ausgehenden der Ur-Schieferformation sind meist an die Ur-Gneißgebiete gebunden, wie bei Erläuterung der architektonischen Verhältnisse bereits erwähnt wurde. In Europa sind die bedeutendsten Verbreitungsgebiete der ersteren: die Tiroler, Salzburger, Oberkärnthener und Schweizer Alpen, der Ostabfall des Böhmer Waldes und des bayerischen Waldgebirges, das Fichtelgebirge, das Schiefergebiet des südöstlichen Thüringens, der südwestliche Teil des Erzgebirges, die Umgebung des sächsischen Granulitgebirges, die Sudeten, der Taunus, Skandinavien, Schottland und die Sierra Nevada in Spanien; — in Nordamerika die Distrikte in der Umgebung des Lake Superior und die sämtlichen atlantischen Staaten; — in Südamerika Brasilien, Venezuela und die Andes. Auch in Afrika, in Bengalen, Japan und China sind krystallinische Schiefer in zum Teil großer Ausdehnung nachgewiesen.

Eruptivgesteine, Erz- und Mineralgänge im Gebiete der Ur-Gneifs- und Ur-Schieferformation. An zahlreichen Punkten ihres Auftretens werden die Schichten der archäischen Formation von Eruptivgesteinen, und zwar vorzugsweise von Granit, Syenit, Diorit und Diabas durchsetzt. Vor die Ablagerung des Kambriums, also in die archäische Periode

selbst, fällt jedoch der Ursprung nur weniger derselben, ihre Mehrzahl ist vielmehr erst in weit späteren Zeiträumen emporgedrungen. Der definitive Nachweis des präkambrischen Alters gewisser eruptiver Granite und Diabase ist nur in solchen Fällen zu führen, wo auf ihrem Ausgehenden kambrische Schichten auflagern. In nebenstehender Fig. 152 ist ein Granit *a* dargestellt, welcher von zwei Diabasgängen *b* durchsetzt und im Verein mit diesen von kambrischem Sandstein *c* überlagert wird, ohne dass Granit oder Diabas in den Sandstein eindringen, vielmehr ist die Oberfläche beider erstgenannten Gesteine durch Wogeneinwirkung vollständig glatt poliert worden, ehe das Kambrium zur Ablagerung gelangte. Von sehr zahlreichen Eruptivgesteinen wird ferner die Ur-Gneißformation von Canada durchsetzt. Das älteste derselben ist ein körniger Diabas, welcher 70—100 m mächtige Gänge im Gneiße bildet und ausgezeichnet horizontal säulenförmige Absonderung zeigt. Diese Diabasgänge werden in ihrem Verlaufe von ausgedehnten Syenitstöcken abgeschnitten, in derem Gebiete wiederum noch jüngere Stöcke und Gänge eines typischen, rotbraunen Felsitporphyres auftreten, welcher nicht selten Bruchstücke von Gneiß, Diabas und Syenit umschließt und dann zuweilen den Charakter einer Breccie annimmt. Die Eruption dieser drei Gesteine gehört dem archäischen Zeitalter an, da die kambrischen Schichten, welche sich auf dem Ur-Gneiße abgelagert haben, von jenen Diabas-, Syenit- und Felsitporphyrgängen nicht durchsetzt werden.

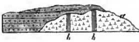


Fig. 152. Granit Point im Lake Superior. *a* Granit; *b* Diabasgänge; *c* kambrischer Sandstein. Nach *Whitney*.

Lagerungsverhältnisse, wie die eben beschriebenen, sind nicht häufig. Zweifellos fällt die große Mehrzahl der Eruptionen von Gesteinen, welche die archäischen Schichtenreihen durchsetzen, erst in spätere Perioden. Als Beispiel solcher gang- oder stockförmigen Granite, Diorite, Diabase, Syenite und Porphyre, welche zwar archäische Gesteine durchsetzen, also jünger als diese sind, deren Eruptionszeit aber z. T. nicht näher zu bestimmen ist, möge an die Granitkerne des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des böhmisch-bayerischen Waldes erinnert werden, welche jetzt inselförmig aus dem Gebiete der Gneiße und krystallinischen Schiefer hervortreten; hierher gehören ferner die Granit-, Quarzporphyr- und Kersantitgänge im Erzgebirge, die Gänge von mittweidaer Granit im sächsischen Granulit, die Gänge von Granit, Kersantit, Lamprophyr und Granitporphyren im Odenwald, die Gänge von Diabasen, sowie von mit Melaphyr vergesellschafteten Granit- und Syenitporphyren im Gneiße des Thüringer Waldes (z. B. bei Bad Liebenstein und Schweina) und zahllose andere stock- und gangförmige Vorkommen. Sehr gewöhnlich ist die Erscheinung, dass die stockförmigen Eruptivmassen gangförmige Ausläufer in das Nebengestein aussenden und umgekehrt Bruchstücke oder Schollen der durchbrochenen Gneiße und

krystallinischen Schiefer umfassen. Sehr instruktiv für derartige Erscheinungen sind die von G. vom Rath beschriebenen Granitvorkommnisse auf Elba. Die krystallinischen Schiefer dieser Insel*) werden von einer Unzahl von Granitgängen durchsetzt. Bald treten diese in 10 bis 15 m mächtigen regelmäßigen Mauern zwischen den Schiefern auf, bald gabeln sie sich in mehrere Zweige, die sich zum Teil wieder vereinen, oder schwellen stellenweise zu unförmlichen Massen an. Sie umziehen in einer kranzartigen Zone den Zentralgranit von Elba, welcher an einzelnen Punkten gewaltige Fragmente der umlagernden Schiefer umfasst und dadurch zu einer förmlichen Breccie mit granitischem Cemente wird. Die in der Phyllitformation des Erzgebirges aufsetzenden Granitkerne sind von Kontakthöfen (zunächst von Andalusitglimmerfels, dann von Frucht- und Fleckschiefer) umgeben (siehe S. 294). Da sich in dem benachbarten erzgebirgischen Rotliegenden Gerölle dieser Kontaktgesteine finden, so ist die Eruption der Granite und die Metamorphosierung der Nachbargesteine bereits vor der Permperiode erfolgt.

Einige dieser Eruptivstöcke innerhalb archäischer Gebiete besitzen infolge ihres Erzreichtums erhöhtes Interesse. Unter ihnen nehmen die zinnerzführenden Granite von Geyer eine hervorragende Stellung ein**). Die konkordant auf den erzgebirgischen Gneiß folgende Glimmerschieferformation jener Gegend wird von drei inselförmig an die Tagesoberfläche tretenden Granitstöcken durchsetzt, welche in der Tiefe zusammenzuhängen scheinen. Der dortige Granit zeichnet sich durch seinen Plagioklasreichtum, seine Topasführung und seine Glimmerarmut aus, geht aber auf der anderen Seite durch Zurücktreten und Verschwinden des Feldspates stellenweise in Greisen über. Bei seiner Eruption hat er Schollen des Nebengesteines umhüllt und so eine Grenzbreccie gebildet, zugleich aber in dem einen der drei Granitstöcke, und zwar dem »Stockwerke« von Geyer, nahe dem Kontakte mit dem Glimmerschiefer eine überaus großkrystallinische Struktur angenommen, so dass ein riesengranitischer Mantel, »Stockscheider« genannt, den feinkörnigen Granit des Zentrums umlagert. Dieser geyersche Granitstock wird nun von unzähligen, 2 bis 10 cm mächtigen, zugförmig gruppierten Gängen durchschwärmt, welche zum Teil in den ihm benachbarten Glimmerschiefer fortsetzen und Quarz, Topas, Arsenkies und Zinnerz führen und auf beiden Seiten von mehrere Zoll breiten Imprägnationen (Zinnzwittern) begleitet werden. Außerdem durchziehen solche Zwitterbänder auch unabhängig von den Gängen die Granitmasse, welche auf diese Weise zu

*) Nach Cocchi, Lotti und Dalmer sind jedoch diese krystallin. Schiefer durch Kontaktmetamorphose verändertes Eocän. (Lotti. Isola d'Elba. Roma 1886; — Dalmer. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1884. S. 258.)

**) Alfr. Stelzner. Die Granite von Geyer u. Ehrenfriedersdorf. Freiberg 1865. — F. Schalch. Sekt. Geyer d. geol. Spez.-Karte von Sachsen.

einer stockwerkartigen Zinnerzlagerstätte wird. Höchst werkwürdiger Natur sind die Verhältnisse des Granites von Zinnwald. Derselbe bildet eine flache Kuppel innerhalb des ihn allseitig umgebenden Quarzporphyres. In derselben treten z. T. ungefähr parallel zu deren Oberfläche flötzförmige, flach gelagerte Gänge von symmetrisch-lagenförmig angeordnetem Quarz, Zinnwaldit, Flussspat, Wolfram und Zinnstein auf, welche demnach unter dem Scheitel der Kuppel flach liegen, nach deren Peripherie zu aber allseitig abfallen. Das ganze Stockwerk wird außerdem noch von steilen zinnerzführenden Gängen durchsetzt. Beiderlei Gänge werden von lokal bauchig anschwellenden zinnsteinführenden Greisenzonen begleitet, welche aus der Umwandlung des granitischen Nebengesteines hervorgegangen sind*).

Als älteste Sedimentärgesteine wurden die archäischen Schichten von der Summe aller der Faltungen, Quetschungen und sonstigen Störungen betroffen, welche sich im Verlaufe sämtlicher späterer Perioden auf die Erdkruste äußerten und der Kontraktion des sich abkühlenden Erdballes zuzuschreiben sind. Jedoch beweist die vielerorts zu beobachtende ungleichförmige Überlagerung der archäischen Formationen durch das noch heute in schwebender, also ursprünglicher Lage befindliche Kambrium, dass die Aufrichtung der ersteren in vielen Arealen bereits vor Beginn der paläozoischen Periode, also am Ende des archäischen Zeitalters sich vollzogen hat.

Abgesehen von zum Teil höchst verwickelten Lagerungsverhältnissen hatten derartige Stauchungen und Absenkungen in sehr vielen archäischen Territorien Spaltenbildungen und diese zum Teil beträchtliche Verwerfungen, namentlich aber die Bildung von **Erzgängen** im Gefolge, deren Ursprungszeit freilich uur in den seltensten Fällen festzustellen ist. Auf solche Weise wurde das Erzgebirge zu einem der berühmtesten Gangdistrikte. Das vorwaltend aus Gneiß gebildete Hochplateau des Erzgebirges ist, und daher stammt sein Name, die Heimat zahlreicher Erzlagerstätten, von denen einige Zinnerzvorkommen bereits oben Erwähnung gefunden haben. Unabhängig von diesen, sowie von zahlreichen Rot- und Brauneisensteingängen zieht sich von Meißen aus über Freiberg, Marienberg und Annaberg bis nach Joachimsthal eine, freilich lückenhafte Zone von Silber- und Bleierz führenden Gängen in südwestlicher Richtung schräg über den breiten Längsrücken des Gebirges. Innerhalb dieser Zone bilden sie Gangzüge, Ganggruppen und zerstreute Gänge von der vielfältigsten Streichungsrichtung. Das wichtigste Erzgebiet ist gegenwärtig das der Umgegend von Freiberg. In dem dortigen Gneiße setzen sehr verschiedenartige Gänge auf: 1. die edlen Quarzgänge, von denen dort über 150 bekannt sind;

*) s. S. 297 und Erläuterungen zu Sekt. Altenberg-Zinnwald d. geol. Spez.-Karte von Sachsen.

sie bestehen vorherrschend aus weißem Quarz, Nebengesteinsbruchstücken und neben diesen aus Silbererzen, also vorzugsweise Rotgültig, Glaserz, gediegen Silber, Melanglanz u. a. 2. Kiesige Bleierzgänge (über 300) aus Quarz, Bleiglanz, Blende, Schwefelkies, Kupferkies, Arsenkies bestehend. 3. Edle Bleierzgänge (etwa 400) aus Braunspat, Manganspat, Quarz und silberhaltigem Bleiglanz, zuweilen auch Rotgültig und Silberglanz bestehend. 4. Barytische Bleierzgänge (ungefähr 130) mit Schwerspat, Flussspat, Quarz, Bleiglanz, Blende, Kupfer- und Schwefelkies in lagenartiger Anordnung. 5. Kupfererzgänge, Kupferkies, Buntkupfererz, Fahlerz u. a. Kupfererze enthaltend. Die Streichungsrichtung dieser Gänge ist eine sehr verschiedenartige, bald eine nordwestliche, nordöstliche oder rein nördliche, doch tritt gewöhnlich eine größere Anzahl gleich streichender Gänge zu Zügen zusammen, die sich dann gegenseitig kreuzen und sich an solchen Stellen durch besonderen Erzreichtum auszeichnen. Die Kobalt-, Wismut-, Silbererzgänge, sowie die Kupfer- und Bleierzgänge von Schneeberg setzen in den zum größten Teile kontaktmetamorphischen, mit Hornblendeschiefern wechsellagernden Phylliten zwischen dem Eibenstocker und Schneeberger Granitmassiv auf (vergl. S. 295, Fig. 89).

Außerhalb des Erzgebirges sind als archäische Erzgang-Distrikte beispielsweise zu erwähnen die Umgegend von Kupferberg in Schlesien, wo Quarzgänge mit Kupfererzen, sowie solche mit Bleierzen, endlich jüngere Schwerspatgänge mit Blei-, Kupfer- und Silbererzen im Glimmerschiefer, Phyllit, namentlich aber im Amphibolschiefer in der Nachbarschaft von Quarzporphyren aufsetzen. Auch in dem altberühmten Silberdistrikte von Kongsberg in Norwegen*) sind Schichten der Ur-Gneißformation das Nebengestein der dortigen Gänge. Die Umgegend von Kongsberg besteht aus steil aufgerichteten, von N gen S streichenden Gneißen, Glimmerschiefern, Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefern, sowie Quarziten. Innerhalb zweier bestimmter Zonen dieser Gesteine sind dieselben von außerordentlich kleinen Einsprenglingen von Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies und Blende imprägniert. Eins dieser Fahlbänder besitzt etwa 65, das andere, das Hauptfahlband des Oberberges, 400 m Mächtigkeit. Die Gänge streichen rechtwinkelig durch die Schichten des Nebengesteines, also Ost-West, stehen sehr steil und sind nur wenige Zoll mächtig, dahingegen so zahlreich, dass man deren über 500 kennt. Ihre Gangmineralien sind Kalkspat, Flussspat und, wenn auch weniger häufig, Schwerspat, Quarz und Dolomitspat, neben welchen Harmotom, Stilbit, Prehnit u. a. vorkommen. Von Silbererzen führen jene Gänge außer gediegenem Silber Silberglanz, Rotgültig und Sprödglaserz. Bemerkenswert ist die Beeinflussung des Erzreichtumes

*) Kjerulf u. Dahll. Der Erzdistrikt Kongsberg. Kristiania 1860. — v. Rath. N. J. f. Min. 1869. S. 434.

dieser Gänge durch das Nebengestein. Sind nämlich dieselben außerordentlich arm, so weit sie sich im tauben Nebengesteine befinden, so bereichern sie sich mit gediegenem Silber, Silberglanz, Rotgültig u. a. Silbererzen, sobald sie in die Fahlbänder hineinsetzen; nur innerhalb dieser sind sie abbauwürdig, ja haben dieselben sogar noch eine Strecke weit mit gediegenem Silber imprägniert. Diese Anreicherung der Gänge auf ihrer Kreuzung mit Fahlbändern ist jedoch keine gleichmäßige, sich auf das ganze Kreuz ausdehnende, sondern vielmehr nur eine äußerst unregelmäßige und sporadische. Diese Beispiele mögen genügen, um das gangförmige Aufsetzen von Erzen innerhalb archäischer Territorien zu illustrieren.

Nicht selten jedoch sind die in dem archäischen Schichtensystem aufgerissenen Spalten — statt, wie bisher beschrieben, von Kalkspat, Schwerspat, Flussspat, Quarz und Erzen — von Silikaten ausgefüllt, die den Spaltenräumen in Form wässeriger Solutionen zugeführt worden sind. So ist z. B. die sächsische Granulitformation von zahllosen granitischen oder pegmatitischen Gängen mit Orthoklas, Oligoklas, Kaliglimmer, Magnesiaglimmer, Turmalin, Epidot, Granat, Hornblende, Andalusit, Topas, Zirkon u. a. durchsetzt, deren lagenförmig-symmetrische, stengelige oder drusige Struktur auf Vorgänge hindeutet, welche der zweifellos wässerigen Entstehungsweise der Ausfüllungsmasse der Erzgänge ähnlich waren. (H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1875. S. 104.)

B. Die paläozoische Formationsgruppe.

Die paläozoische Formationsgruppe ist eine bis über 25 000 m Mächtigkeit erreichende Schichtengruppe von vorherrschenden Grauwacken, Thonschiefern, Sandsteinen, Kalksteinen und Konglomeraten, in deren unteren Horizonten das organische Leben sowohl in überraschendem Formenreichtum, als auch in außerordentlich großer Anzahl der Individuen auftritt. Die organischen Reste der paläozoischen Formationsgruppe entfernen sich durchgängig in ihrem Habitus weiter von den Organismen der Jetztzeit, als die fossilen Reste der jüngeren Formationen, daher ihre Bezeichnung als paläozoisch. Mit solchen jüngerer Perioden oder gar der Jetztzeit identische Arten sind unter ihnen nicht nachzuweisen. Marine Organismen sind durchaus vorherrschend, doch sind namentlich in den höheren, also jüngeren Niveaus der paläozoischen Formationsgruppe auch Landbewohner bereits häufig. Die **Pflanzenwelt**, welche anfänglich nur durch Meeresalgen vertreten ist, erhält später ihren paläozoischen Gesamtcharakter durch die vorherrschende Entwickelung zum Teil riesiger Gefäßkryptogamen namentlich aus der Familie der Calamiten, Farne, Sigillarien und Lepidodendren, denen sich einige Coniferen und später auch Cordaiten und Cycadeen zugesellen, während Dikotyledonen noch gänzlich fehlen. Die Pflanzen-

familien, welchen die paläozoischen Reste ausschließlich angehören, bilden heute nur noch einen verschwindenden Bruchteil unserer Flora; diese erhält vielmehr ihren charakteristischen Habitus durch das Vorwiegen der damals noch gar nicht existierenden Dikotyledonen, denen über 90% der jetzt lebenden Pflanzenarten angehören. — Die große Hauptmasse der paläozoischen **Tiere** waren Cölenteraten (Korallentiere), Echinodermen, Mollusken und Gliedertiere. Von den Mollusken sind die Cephalopoden und Brachiopoden am eigentümlichsten, am formen- und individuenreichsten entwickelt und zwar erstere namentlich durch die Gattungen Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Lituites, Clymenia und Goniatites, — letztere durch Spirifer, Leptaena, Orthis, Productus, Pentamerus und Stringocephalus vertreten. Dadurch, dass sie vor den damals noch ganz zurücktretenden Gastropoden und Zweischalern bei weitem vorwalten, verleihen sie der Gesamtfauna wesentlich ihren paläozoischen Habitus. Von den Polypen sind die Rugosa und Tabulata mit den wichtigen Gattungen Cyathophyllum, Streptelasma, Phillipsastraea, Cystiphyllum, Zaphrentis, Calceola, Calamopora, Halysites, Syringopora auf die paläozoischen Zeitalter beschränkt. Dasselbe ist der Fall mit den damaligen Hauptvertretern der Echinodermen, den Blastoideen, Cystideen und den Palaeocrinoiden, z. B. Cyathocrinus, Actinocrinus, Poteriocrinus, Rhodocrinus u. a., die jetzt herrschenden Asteriden und Echiniden erscheinen nur ganz vereinzelt. Die Gliedertiere werden in den älteren paläozoischen Formationen vorzugsweise durch die Trilobiten mit über 1700 Arten repräsentiert, eine Ordnung, welche jedoch bereits vor Beginn der mesozoischen Periode erlischt. Von Wirbeltieren sind allein die Fische in größerer Häufigkeit der Individuen und einigem Formenreichtum, freilich auch erst seit der Mitte des paläozoischen Zeitalters entwickelt. Ganz eigentümlich sind für die paläozoische Periode die heterocerkalen Ganoiden (z. B. Palaeoniscus, Amblypterus, Platysomus), und die Panzerganoiden (Placodermi; z. B. Cephalaspis, Pterichthys und Coccosteus), während die Knochenfische noch gänzlich fehlen. Später gesellen sich zu den Fischen auch Vierfüßler und zwar zunächst ausschließlich Stegocephalen (Schuppenlurche), am Schlusse des paläozoischen Zeitalters auch noch die seltenen Reste einiger schon mehr reptilienartigen Geschöpfe (Palaeohatteria, Proterosaurus). Die Existenz von Vögeln und Säugetieren war während der paläozoischen Zeitalter noch vollkommen ausgeschlossen.

Gliederung der paläozoischen Formationsgruppe. Bis zum Jahre 1833 pflegte man die mächtige Schichtenreihe, welche sich unmittelbar an die Phyllitformation anschließt und von der Steinkohlenformation überlagert wird, als Übergangsgebirge oder Grauwackenformation zu bezeichnen. Die meist sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse derselben und ihre anscheinende Armut an organischen Resten erschwerten eine

Gliederung dieser Schichtenkomplexe außerordentlich. Zunächst schied Sedgwick die ältesten versteinerungführenden Komplexe Englands als Kambrium (nach Cambria, keltische Bezeichnung für Wales) von dem ganzen darauffolgenden Schichtensystem ab, während kurz darauf Murchison das gesamte vorkarbonische »Grauwackengebirge« in zwei Formationen gliederte. Die ältere, mit Einschluss des von ihm nicht anerkannten Kambriums nannte er nach dem Volksstamme, welchem die Ur-Bewohner des Hauptentwickelungsterrains in England angehören, die silurische, — die jüngere nach der Grafschaft Devonshire die devonische. Nachdem sich jedoch die Selbständigkeit des Kambriums gegenüber dem Silur immer mehr erwiesen hat, wird dasselbe jetzt allgemein als eine dem Silur und Devon gleichwertige Formation anerkannt. Die gesamte paläozoische Schichtengruppe zerfällt demnach in folgende Formationen:

5. die permische Formation oder Dyas;
4. die karbonische oder Steinkohlenformation;
3. die devonische Formation;
2. die silurische Formation;
1. die kambrische Formation.

Die kambrische Formation.

(Das Kambrium).

Litteratur über das Kambrium und das Silur.

R. J. Murchison. Silurian System. 2 vols. London 1839. — Siluria, the history of the oldest known rocks containing organic remains. 5. ed. London 1872.

Sedgwick. Synopsis of the Classificat. of the British palaeoz. Rocks. 1855.

Ferner zahlr. Aufsätze von Callaway, Hicks, Lapworth, Marr, Salter, Walcott u. A. im Quart. Journ. Geol. Society of London u. Geolog. Magazin.

J. G. O. Linnarson. Z. d. D. geol. Ges. 1873. Bd. XXV. S.675.

W. C. Brögger. Die silurischen Etagen 2 u. 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

W. Dames. Geolog. Reisenotizen aus Schweden. Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 415. Ders. Schichtenfolge d. Silurbildungen Gotlands. Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. XLII. 30. Oct. 1890.

G. Lindström. Schichtfolge des Silurs auf Gotland. N. Jahrb. 1888. I. S. 147.

A. Remelé. Unters. über die versteinerungfüh. Diluvialgeschiebe des norddeut. Flachlandes I. Berlin 1883. (Mit vollst. Übersicht u. Gliederung des Schwedischen Kambriums u. Untersilurs).

Fr. Schmidt. Untersuchungen über die silur. Formation von Esthland, Nord-Livland und Ösel. Dorpat 1858; ferner Quart. Journ. geol. Soc. London 1882. S. 514, u. N. Jahrb. 1883. II. S. 73. sowie in den Erläut. z. Grewing's Karte v. Liv-, Esth- u. Kurland. II. Aufl. Dorpat 1879, ferner Mém. Acad. St. Petersburg. 1881 u. 1888.

R. J. Murchison, E. de Verneuil and Al. v. Keyserling. The Geology of Russia in Europe and the Ural-Mountains. London 1845. vol. I.
J. Barrande. Système silurien du centre de la Bohême. Paris et Prague. 1852 bis 1879. Mit 544 Tafeln.
J. Krejci u. K. Feistmantel. Das silur. Gebiet im mittl. Böhmen. Archiv f. nat. Landesdurchforsch. Prag 1885.
F. Katzer. Das ältere Palaeozoicum in Mittelböhmen. Prag 1888.
C. Barrois. Les Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.
J. Bergeron. Massiv ancien situé au Sud du Plateau central. Paris 1889.
Malaise. Terrain silurien du centre de la Belgique. 1873.
F. Frech. Die paläoz. Bildungen von Cabrières (Languedoc). Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 360.
C. W. Gümbel. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 412 bis 464.
H. Loretz. Beitr. z. geol. Kenntnis der kambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 175; ebend. 1883. S. 136; — ebend. 1884. S. 24; — ebend. 1884. S. 120.
K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Berlin 1884.
E. Weise. Erläut. z. Sektion Plauen-Oelsnitz d. geol. Spezialkarte. v. Sachsen.

Als kambrische Formation bezeichnet man ein Schichtensystem von lokal bis 3000 m Mächtigkeit, welches meist diskordant den krystallinischen Schiefern auflagert und häufig selbst wieder gegen das nächst jüngere Silur durch Diskordanzen begrenzt wird. Nur selten ist ein faunistischer und petrographischer Übergang zum Untersilur zu beobachten.

Petrographischer Charakter. Die verbreitetsten Gesteine des Kambriums sind grünlichgraue, schwärzliche oder rötliche, meist etwas glimmerglänzende Thonschiefer, ferner Grauwacken (in Norwegen Sparagmite) und Sandsteine, welche meist mit einem basalen Konglomerate, dem sicheren Anzeichen einer Transgression, beginnen. Das Vorkommen von Kalksteinen ist auf einzelne Gegenden (Andrarum, Sardinien, China, Korea beschränkt, dieselben besitzen aber dann meist bedeutende Mächtigkeit.

Die kambrischen Gesteine sind fast überall stark gefaltet und in ihrer Lagerung gestört und haben hier einen dementsprechenden mehr oder weniger krystallinen Habitus angenommen (Phyllit, Marmor). Wo sich dieselben hingegen ausnahmsweise, wie in Russland, noch in normaler Lagerung befinden, ist auch ihre ursprüngliche Beschaffenheit als lose Sande und plastische Thone erhalten geblieben.

Eruptivgesteine. Diabaslager, hervorgegangen aus deckenartigen Ergüssen, sind dem Kambrium im Vergleiche mit dem Silur und Devon verhältnismäßig selten eingeschaltet (Vogtland, Norwegen, Wales). Hohes Interesse besitzen die altkambrischen gediegen Kupfer führenden Eruptivgesteine am Südufer des Lake Superior in Nordamerika*). Sie treten in

*) Irving u. Chamberlin. Bull. U. St. geol. Survey No. 23. 1885. — Irving. U. St. geol. Survey Vol. V. 1883.

Gestalt eines Komplexes von abwechselnden Quarzporphyr-, Melaphyr- und Melaphyrmandelsteinlagern mit untergeordneten Konglomerat- und Sandsteinbänken auf, bilden namentlich die weit in den See vorspringende Halbinsel Keweenaw, fallen flach nach W ein und werden nach O zu von Potsdamsandstein diskordant überlagert. Als vollständige oder teilweise Ausfüllung der Mandeln in gewissen dieser Melaphyrmandelsteinlager stellt sich neben Kalkspat, Quarz und Zeolithen gediegenes Kupfer und Silber ein. In rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung wird die genannte, hornförmige Halbinsel von zahlreichen senkrechten Gängen durchsetzt, welche in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Centimetern und 10 m schwanken und in einer vorwaltenden Kalkspat-, Prehnit- und Quarzausfüllung im Verein mit zahlreichen Bruchstücken des Nebengesteins gediegenes Kupfer in bis zu 15000 Cent. schweren Massen umschließen.

Der paläontologische Charakter der kambrischen Formation. Von Pflanzen sind ausschließlich Fucoiden bekannt und auch die als solche angesprochenen Spuren z. T. noch zweifelhafter Natur. Dahingegen ist die kambrische Fauna eine bereits überraschend reiche und hat bis jetzt etwa 700 Arten geliefert. Ihr Gesamthabitus erhält durch das Vorwalten meist blinder Triboliten und hornschaliger Brachiopoden sein charakteristisches Gepräge.

Die Trilobiten sind im Kambrium bereits zu großer Formenmannigfaltigkeit entwickelt, welche im Auftreten von mehr als 300 Arten zum Ausdrucke gelangt. Gegenüber denen des Silurs und Devons zeichnen sie sich sämtlich durch den Mangel des Einrollungsvermögens, sowie meist auch durch das Fehlen von Augenlinsen, also durch Blindheit aus. Als ihre Haupt-

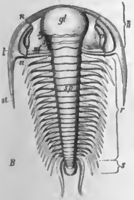


Fig. 153.

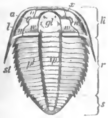


Fig. 154.

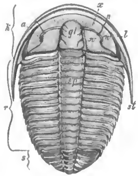


Fig. 155.

Kambrische Trilobiten.

Rückenschale. *k* = Kopfschild, — *r* = Rumpf, — *s* = Schwanzschild, — *gl* = Glabella, — *w* = Wangen, *n* = Gesichtsnaht, — *l* = Randsaum, — *st* Waugenstachel, — *a* = Auge, — *sp* = Spindel, — *pl* = Pleuren.
Fig. 153. Paradoxides bohemicus Barr. — Fig. 154. Olenus truncatus Brunn. — Fig. 155. Conocephalus (Conocoryphe) striatus Emm.

vertreter sind allgemein verbreitet folgende Geschlechter: Agnostus (Fig. 157 und 158), Paradoxides, in z. T. bis 0,5 m großen Formen (Fig. 153), — Olenellus (Fig. 156), — Conocoryphe = Conocephalus (Fig. 155), — Ellipsocephalus, — Olenus (Fig. 154), — Dikellocephalus. Im

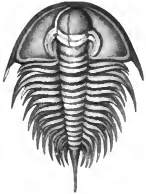


Fig. 156.

A B

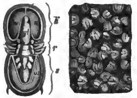


Fig. 157.



Fig. 158.

Kambrische Trilobiten.
Rückenschale. k = Kopfschild, — r = Rumpf, — s = Schwanzschild, — gl = Glabella, — w = Wangen.
Fig. 156. Olenellus Thompsoni Hall. — Fig. 157. Asaphus pisiformis L.; A — vergrößert, B = isolierte Kopf- und Schwanzschilder. — Fig. 158. Agnostus integer Beyr.

Oberkambrium stellt sich außerdem noch eine ziemlich große Anzahl von Vorläufern solcher Trilobitenfamilien ein, deren Hauptentwickelung erst in das Silur fällt (so der Cheiruriden, Illaeniden, Asaphiden).

Nächst den an Formenreichtum alle Zeitgenossen überragenden Trilobiten sind im Kambrium die Brachiopoden verbreitet, und zwar bei weitem vorwiegend hornschalige, schlosslose Linguliden und Oboliden mit den Geschlechtern Lingula (Fig. 159), Lingulella, Obolus (Fig.

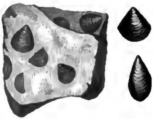


Fig. 159. Kambrischer Sandstein mit Lingula prima, darunter Lingula antiqua.

A B



Fig. 160. Obolus Apollinis Eichw. Größere Klappe A von außen, B von innen.

160), Discina, während sich Vertreter der kalkschaligen, schlosstragenden (Orthis, Orthisina, Leptaena) nur ganz vereinzelt einstellen, um vom Silur ab die hornigen Arten vollständig in den Hintergrund zu drängen.

Der älteste, sicher bekannte organische Rest ist ein Lingulide (Lingulella ferruginea).

Eine nur untergeordnete Rolle spielen neben den Trilobiten und Brachiopoden folgende Tiergruppen: die Spongien, vertreten durch Protospongia und Archaeocyathus, — die Medusen durch vier- oder fünfstrahlige Steinkerne der Leibeshöhle im unterkambrischen Sandsteine Schwedens (Spatangopsis, Protolyellia), — die Hydrozoën, durch Dictyonema, Dendrograptus (im obersten Kambrium), — die Würmer durch Scolithus, Arenicolites (Wurmröhren), — Nereïten (Kriechspuren) und Conodonten (Kiefer), — die Pteropoden durch Theca, Hyolithes, — die Gastropoden durch Scenella, Bellerophon, Maclurea, Euomphalus (jedoch nur im Oberkambrium), — die Ostracoden durch Leperditia, — die Phyllopoden durch Protocaris und Hymenocaris. Korallen fehlen ganz; die Cephalopoden, welche im Silur einen so erstaunlichen Formen- und Individuenreichtum entwickeln, sind im Kambrium nur durch einige Orthoceren vertreten; Fische, Süßwasser-, und Landtiere, sowie Landpflanzen existieren noch nicht.

Für den Tiefsee-Charakter der bisher aus dem Kambrium bekannt gewordenen Tierwelt sprechen folgende Thatsachen: das Zurücktreten kalkschaliger Formen und überhaupt der kalkabsondernden Organismen, —das Vorwalten blinder Trilobiten, — die überraschende Gleichartigkeit der kambrischen Fauna in den entferntesten Gegenden. Dahingegen sind Küstenfaunen selten anzutreffen, obwohl die Grauwacken und Sandsteine der kambrischen Schichtenreihe sich durch ihre Zusammensetzung aus Geröllen und gröberem Gesteinsmaterial als litorale Ablagerungen in der Nähe ausgedehnter Festlandsmassen kenntlich machen.

Der Umstand, dass die kambrische Fauna eine Vergesellschaftung von Vertretern der verschiedensten Abteilungen des Tierreiches umfasst, deren Hauptrepräsentanten die hochorganisierten, eine lange individuelle Metamorphose durchlaufenden Trilobiten vorstellen, macht es in hohem Grade wahrscheinlich, dass schon vor der kambrischen Periode durch lange Zeiträume hindurch tierisches Leben existiert hat, von dem es jedoch bis jetzt nicht gelungen ist Reste aufzufinden.

Dreigliederung und Verbreitung der kambrischen Formation. Die soeben aufgeführten organischen Reste sind nicht gleichmäßig in der kambrischen Formation verteilt, sondern stellen eine Reihenfolge verschiedener, sich ablösender Faunen dar. Von besonderer Bedeutung sind die Trilobiten, welche nur den tieferen Ablagerungen des Kambriums fehlen, dafür aber in den höheren Schichten, wie überhaupt im ganzen älteren Paläozoicum die wichtigsten Leitfossilien liefern.

Die untersten Komplexe des **Unterkambriums**, meist Sandsteine und Konglomerate, enthalten außer Brachiopoden (Lingulella ferruginea in

England und Orthis in Böhmen) Kriechspuren von Würmern und Abdrücke von Medusen. Erst in der oberen Stufe dieser Abteilung finden sich die ältesten Trilobiten, nämlich die weit verbreitete Gattung Olenellus. die in England von Paradoxides (P. aurora), Conocoryphe und Plutonia begleitet wird. Die Gattung Paradoxides kennzeichnet im Vereine mit Ellipsocephalus das **Mittelkambrium,** während Olenus mit zahlreichen verwandten Gattungen und Untergattungen, sowie Dikellocephalus als Leitfossilien für das **Oberkambrium** zu betrachten sind. Zugleich erscheinen in diesem letzteren bereits silurische Typen, nämlich Vertreter der Cheiruriden, Illaeniden und Asaphiden. Nur eine einzige Trilobiten-Gattung (Agnostus) steigt aus dem mittleren Teile des Kambriums bis in das Silur hinauf. Eine so scharfe Sonderung, wie sie die für die Unterabteilungen des Kambriums leitenden Typen Olenellus, Paradoxides und Olenus erkennen lassen, wiederholt sich in den späteren Trilobitenfaunen niemals; sie deutet auf die außerordentlich lange Zeitdauer der kambrischen Periode hin, welche wohl derjenigen von Silur nebst Devon gleich kommen dürfte.

Obwohl der Name »Kambrium« auf Wales hindeutet, ist doch Skandinavien das klassische Land für das Studium dieser Formation, wo der Reichtum an Fossilien, die Einfachheit der Lagerungsverhältnisse und die geringe Mächtigkeit der einzelnen Stufen eine leichtere Übersicht gewähren. In Wales hingegen erschwert die verworrene Tektonik der überaus mächtigen und versteinerungsarmen Bildungen deren Erforschung in hohem Grade. In letzteren Zeiten ist jedoch hier und zwar besonders durch die Bemühungen von Hicks ein bedeutsamer Fortschritt erzielt und namentlich die Übereinstimmung des englischen und skandinavischen Kambriums nachgewiesen worden. Dabei ergab es sich zugleich, dass der die ältesten Versteinerungen führende Horizont, welchen man früher im Oberkambrium erblickte, in einem etwa 2000 m tiefer liegenden Niveau (mit Lingulella ferruginea) zu suchen ist.

Als Beispiel der Dreigliederung der kambrischen Formation mag diejenige des Kambriums von Schweden angeführt werden, welcher die Lokalnamen der entsprechenden englischen, meist die nämlichen Fossilien führenden Stufen beigefügt sind. Bezüglich anderer kambrischen Territorien, sowie der Spezialgliederung des Kambriums wird auf die tabellarische Zusammenstellung auf S. 397 verwiesen.

I. Unterkambrium. Eophytonsandstein. Grauwacken, Schiefer und Konglomerate, welche den archäischen Gneißen diskordant auflagern (Fig. 164) und Abdrücke von Medusen, Hyolithes und Oboliden, ferner undeutliche Spuren von Würmern (Scolithus) und zweifelhafte Pflanzenreste enthalten. Die obere kaum verschiedene Abteilung wird als Fucoidensandstein bezeichnet. An der oberen Grenze Olenellus (O. Kjerulfi). (In England: Caerfai-Sandstein und Solva-Schiefer).

Nach Fr. Frech.

	England	Schweden	Christiania	Ostsee-Provinzen	Böhmen	Deutschland	Ardennen	Frankreich	Nord-Amerika
Ober-Kambrium (Olenus-Schichten)	Tremadoc	Obere Alaunschiefer: Stufe d. Obolella sagittalis St. d. Dictyonema flabelliforme	Dictyonema-Schiefer = 2 e	Dictyonema-Schiefer	$D_1\beta$ (?) $D_1\alpha$	Trilobiten-Schiefer v. Leimitz h. Hof	Dictyonema-Schiefer	Rote Schiefer und Konglomerate der Normandie. Olenus-schichten von Languedoc.	Calciferous Sandstone
	Lingula-flags Oberes Dolgelly Unteres Dolgelly Festiniog Maentwrog	St. d. Cyclogn. micropygus St. d. Peltura scarabäoides. St. d. Leptoblastus. St. d. Parabolina spinulosa. St. d. Beyrichia Angelini. St. d. Olenus truncatus. St. d. Olenus gibbosus.	2 d 2 c 2 b 2 a	Obolus-Sand-stein;	Versteinerungsleere Schiefer	Schiefer im Fichtelgebirge, Vogtland u. Thüringer Walde.	Phyllite von Salm ↓		Potsdam-Group
Mittel-Kambrium (Paradoxides-Schichten)	Menevian Oberes, Mittleres, Unteres.	Untere Alaunschiefer: St. d. Agnost. laevigatus. St. d. Paradox. Forchhammeri. St. d. Paradox. Davidis. St. d. Paradax. Tessini. St. d. Paradox. Alandicus.	4 d 4 c	zu unterst Konglo-merate.	Schiefer von Jinetz und Skrej; = C. Primordial-schichten Barrandes	(Phykoden-Schiefer; Grauwacke von Siegmundsburg mit Lingula u. Discina.)	Phyllite von Revin und Fumay	Schiefer von Kennes. Paradoxides-schichten von Languedoc	St. John (Acadian) Group.
Unter-Kambrium	Ober-Solva. Olenellus-schichten Unter-Solva = Harlech Grauwacke Llongmynd = Caerfai.	St. d. Olenellus Kjerulfi. Fucoiden- und Eophyton-Sandstein.	St. d. Kjerulfi = 4 b Sparagmit-Gebirge	Blauer Thon, zu oberst St. d. Olenellus Mickwitzi Unterer Sandstein	Przibramer Grauwacke z. T. = B.			Phyllite von St. Lô. Konglomerate u. Quarzite von St. Léon.	Georgia-Group (Olenellus Series). Basal-Series of Canada and New-Foundland.

II. Mittelkambrium. Untere Alaunschiefer Schonens; mit Paradoxides; 48 m mächtig. (In England: Menevian; 800 m mächtig).

III. Oberkambrium. Obere Alaunschiefer mit Olenus (in England: Lingula flags), oben mit der Grenze der Dictyonemaschiefer (in England: Tremadoc-Schiefer). In Schonen etwa 60 m mächtig, in England 1000—2000 m.



Fig. 161.

a' = Urgneiß; a und b = Kambrium; a = Eophytonsandstein; — b = unterer und oberer Alaunschiefer; — c, d und e = Silur; c = Orthocerenkalk; — d = Graptolithenschiefer; — e = Diabasdecke. — Kinnekulle am Wener See in Schweden.

Obwohl diese drei Hauptabteilungen einschließlich der oberen Grenzstufe sich innerhalb der meisten Verbreitungsgebiete des Kambriums wieder erkennen lassen, ist doch im übrigen die Entwickelung der kambrischen Formation eine recht mannigfaltige. Schon der Umstand, dass die gleichen Unterabteilungen in England eine 10- bis 100fach größere Mächtigkeit besitzen als in Skandinavien, deutet auf große Ungleichmäßigkeiten in der Verteilung der Sedimente hin.

Das Kambrium der russischen Ostseeprovinzen besteht aus 1. dem unteren Sandstein, welcher direkt dem Granit aufgelagert ist; 2. dem blauen Thon mit Sandsteinbänken, oben mit der Zone des Olenellus Mickwitzi, — darüber versteinerungsleere Sandsteine; 3. dem Obolussandstein (Ungulitensandstein) mit O. Apollinis, an der Basis mit Konglomeraten von Sandsteingeröllen; 4. dem Dictyonemaschiefer. Auf diesen folgt der Glaukonitsand, das tiefste Glied des Untersilurs. An der Gleichstellung der beiden unteren dieser Abteilungen mit dem Unterkambrium Schwedens kann um so weniger gezweifelt werden, als sie die nämlichen Medusen-Abdrücke und zu oberst Olenellus enthalten, auch ist die petrographische Beschaffenheit, wenn man von der unverwischten Erhaltung des ursprünglichen Habitus der Sedimente in Russland absieht, nicht sehr verschieden: der Thon enthält sandige Zwischenlagen und der Eophytonsandstein Schieferbänke, die aus dem Thon hervorgegangen sind. Die Obolensandsteine entsprechen, obwohl ohne Trilobiten, den Paradoxides- und Olenusstufen und sind wohl als die Küstenfazies des skandinavischen Mittel- und Oberkambriums anzusehen, welche in tiefem Meere abgelagert wurden.

Während die Abweichungen in der Entwickelung der kambrischen Schichtenreihe in Nordeuropa auf verschiedenartige Faziesbildung innerhalb ein und desselben Meeresbeckens zurückzuführen sind, verhält sich die Gliederung und Versteinerungsführung derselben in Böhmen durchaus abweichend. Auch hier beginnt das Kambrium mit Grauwacken und Kon-

glomeraten (der Przibramer Grauwacke, oberer Teil der Etage B Barrande's), welche die halbkrystallinen Schiefer der Etagen A und B diskordant überlagern und Brachiopoden (Orthis) führen. Eine ungefähre Gleichstellung derselben mit dem schwedischen Eophytonsandstein ist zwar nicht unwahrscheinlich, doch bestehen offenbar nähere Beziehungen zu den nächstfolgenden Paradoxidesschichten, welche wohl dieselbe Orthis (O. Romingeri Barr.) enthalten, wie die Grauwacken. Dahingegen fehlen die Olenellus-, ebenso wie die Olenusschichten in Böhmen vollständig und auch die sonst so reich gegliederten Paradoxidesschichten sind nur durch eine einzige Zone (Primordialschichten, Etage C Barrande's) vertreten, und auch diese mit einer von der nordeuropäischen verschiedenartigen Trilobitenfauna (Par. bohemicus und spinulosus, Conocoryphe, Ellipsocephalus, Arionellus, Agnostus u. a.). Den höchsten Abteilungen des Kambriums entsprechen die böhmischen Stufen D 1 α und D 1 β der Einteilung Barrande's, welche die Paradoxidesschichten konkordant überlagern, jedoch gestattet die Verschiedenheit ihrer Fauna keine nähere Vergleichung.

Solche tiefgreifende Unterschiede in der Versteinerungsführung und Gliederung führen mit zwingender Notwendigkeit zu dem Schlusse, dass *die kambrischen Schichten von Nordeuropa und Böhmen in getrennten Meeresbecken zur Ablagerung gelangten.* Diese Trennung hielt während der Silurzeit an.

Die teils lückenhafte, teils versteinerungsarme Ausbildung des Kambriums in den übrigen Teilen von Europa macht eine weitere Durchführung dieser Vergleichungen unmöglich.

Das ganze mitteldeutsche Silur, also dasjenige des *Fichtelgebirges, Frankenwaldes, Thüringens*, des *Vogtlandes* und *Erzgebirges*,

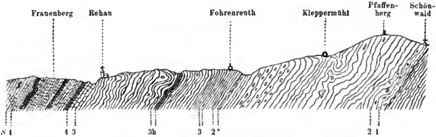
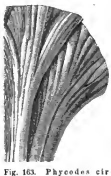


Fig. 162. Profil des Kambriums bei Rehau (Fichtelgebirge). Nach *Gümbel.*
1 Glimmerschiefer;
2—2* Phyllit;
3 kambrische Schiefer mit
3h Dachschiefern;
4 Phykoden-Schiefer; mit Dachschiefer-Einlagerungen;
S Untersilur.

wird von einer fast versteinerungsleeren Schichtenreihe unterlagert, welche sich in ihrem petrographischen Charakter innigst einerseits an das Unter-

silur, andererseits an die Phyllitformation anschließt, so dass sich eine merkliche Grenze zwischen denselben nicht ziehen lässt. Man hat diese Schichten als Äquivalente des Kambriums bezeichnet (siehe Fig. 162).

Die untersten Komplexe dieses Kambriums bestehen aus noch sehr phyllitähnlichen, nach oben zu mehr grauwackenschieferartigen Thonschiefern von graugrüner bis blauschwarzer Farbe mit Einlagerungen von Dachschiefern, Quarziten, Kieselschiefern, Schieferporphyroiden, Phyllitgneiß, Amphiboliten. Aus den hierher gehörigen Quarziten von Siegmundsburg in Thüringen beschrieb Loretz undeutliche Steinkerne von Lingula. Die oberen, meist sehr quarzitischen Komplexe enthalten z. T. sehr zahlreiche Steinkerne eines Seetanges, Phycodes circinnatus Richter (Fig. 163), und sind dann als Phykodenschiefer entwickelt.


Fig. 163. Phycodes circinnatus. Richt. Brongn. sp.

Auf sie folgen, das Kambrium abschließend, die dem englischen Tremadoc vergleichbaren Schiefer von Leimitz bei Hof mit einer reicheren Trilobitenfauna.

In Nordfrankreich und Belgien kommen als Vertreter des Kambriums mächtige, versteinerungsleere Phyllit- und Sandsteinbildungen vor, an der oberen Grenze mit den Dictyonemaschiefern der Ardennen. Paradoxidesschichten kennt man aus Nordspanien, der Sierra Morena, Sardinien und Languedoc, hier stellen sich am Südabfalle des Zentralplateaus auch Schiefer mit Olenus und Dikellocephalus ein.

Die Entwickelung des Kambriums in Nordamerika*) weicht von der des europäischen wesentlich ab; nur die Paradoxidesschichten, das altweltliche Mittelkambrium, sind im Osten Nordamerikas ganz ähnlich wie in Skandinavien und England entwickelt. Auch die Äquivalente der Caerfai- und Eophytonstufe (Unterkambrium) sind in Canada und Neufundland bekannt und bestehen aus Konglomeraten und Sandsteinen (Basal-Series). Außerordentlich reich ist die Entwickelung der darauf folgenden Olenellusschichten (Georgia-Group), mit mehreren Hundert Arten, unter denen aber Paradoxides noch nicht vorkommt. Die nächste Abteilung, die Paradoxidesstufe (St. John- oder Acadian Group) erreicht 6—700 m Mächtigkeit und zeichnet sich durch z. T. riesenhafte Arten des genannten Trilobiten aus. Das Oberkambrium (Potsdam-Group) ist besonders durch die reiche Entfaltung der Trilobitengattungen Dikellocephalus und Bathyurus gekennzeichnet, wäh-

*) Walcott. Bulletin U. St. geolog. Survey. No. 10. 1884 u. No. 30. 1886; — Matthew. Canad. Record of Science. III. S. 21 u. 71; sowie Trans. R. Soc. Canada. IV. 1889. S. 135.

rend der für das europäische Oberkambrium so charakteristische Olenus fast vollkommen fehlt.

Auch innerhalb des nordamerikanischen Kontinentes zeigen sich in der Ausbildung der kambrischen Formation sehr wesentliche Unterschiede. Vor allem ist das Fehlen der Paradoxidesschichten in den mittleren und westlichen Teilen des Kontinentes hervorzuheben. In dem Profile des Grand-Cañon lagern die obersten kambrischen Bildungen (Tonto-Formation) sogar unmittelbar und diskordant auf vielfach gestörten augenscheinlich archäischen Schichten, es dürfte somit ein großes Areal zwischen Oberem See und Arizona während des älteren und mittleren (Georgia- und St. John-) Abschnittes der kambrischen Periode Festland gewesen sein.

So offenbart sich denn in Europa wie in Amerika das Vorhandensein ausgedehnter kambrischer Kontinente, und zwar indirekt aus den mächtigen Konglomerten, Grauwacken und Sandsteinen des Kambriums, anderseits aber auch aus dessen Stratigraphie, Transgression und Faziesbildung.

Die silurische Formation.

Als silurische Formation bezeichnet man eine bis über 6000 m mächtige Schichtenreihe von vorherrschenden thonigen und sandigen, sowie untergeordneten kalkigen Gesteinen, welche auf der kambrischen Formation auflagern, von der devonischen Formation überlagert werden und zum Teil reich an organischen Resten und zwar ausschließlich an solchen von einstigen Meeresbewohnern, also von Korallen, Graptolithen, Crinoideen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten sind, während Land- und Süßwassertiere bis auf die in Gotland und Schottland gefundenen Skorpione nicht bekannt sind.

Der **petrographische Charakter** der silurischen Schichtenreihe ist zwar kein konstanter, vielmehr in den verschiedenen Bildungsgebieten des Silurs ein verschiedener, doch lässt sich im allgemeinen annehmen, dass Thonschiefer, Sandsteine, Grauwacken und Grauwackenschiefer, in manchen Gegenden auch Kalksteine die vorherrschenden Gesteinsarten sind, zu welchen sich als untergeordnete Gebirgsglieder Konglomerate, Quarzite, Kieselschiefer, Alaunschiefer, Mergel und Dolomite gesellen.

Die Silurformation ist im allgemeinen ziemlich reich an Erzlagerstätten, so dass deren Bildung eine Eigentümlichkeit des silurischen Zeitalters gewesen zu sein scheint, welche sich gewissermaßen noch aus der archäischen Periode her erhalten hat. Es sind namentlich verschiedene Eisenerze, sowie Kupfer-, Blei- und Zinkerze, welche in Gestalt von Flötzen,

Imprägnationen und unregelmäßigen Einlagerungen als integrierende, also gleichalterige Glieder der Silurformation bekannt sind. Hierher gehören die Lager von oolithischem Roteisenerz im Untersilur von Böhmen und New-York, die Stöcke von Spateisenstein im Silur der Nordalpen, so bei Reichenau, Dienten, Neuberg, Admont, Werfen, Schwatz, die Thuringitschicht (ein Gemenge von Thuringit, Chamoisit, Magnetit und deren Zersetzungsprodukten) an der unteren Grenze des Silurs im Thüringer- und Frankenwalde, die Alaunschiefer mit mehr oder weniger großem Gehalte von Schwefelkies, die zahlreichen und ausgedehnten Flötze von Brauneisenstein im untersilurischen Dolomite des großen appalachischen Thales von Nordamerika.

Nicht ohne Interesse, ja selbst von technischem Werte ist das wenn auch seltene Vorkommen von Anthracitflötzen zwischen silurischen, zum Teil Graptolithen führenden Schiefern Schottlands, Irlands und Portugals. Das Material dieser Kohlengesteine kann außer von Graptolithen nur von Seetangen abstammen, da während der Zeit seiner Ablagerung höher organisierte Pflanzen noch nicht existierten. Auch Steinsalzeinlagerungen sind in der Silurformation vorhanden, aus welchen zahlreiche Salzquellen, z. B. bei Salina und Syracuse im Staate New-York, entspringen. In der canadischen Provinz Ontario sind im oberen Silur sechs Steinsalzflötze von 2 bis 12 m Mächtigkeit durchbohrt und im Silur der indischen Saltrange ebenfalls mehrere Steinsalzlager erteuft worden.

In den **architektonischen Verhältnissen** der Silurformation herrscht in deren verschiedenen Verbreitungsgebieten nur wenig Übereinstimmung. In gewissen Gegenden, so in den Ebenen Russlands, in dem Flussgebiete des Mississippi, haben die silurischen Schichten keine Störung ihrer ursprünglichen Lagerung erlitten. Sie befinden sich dort in einer Ausdehnung von mehreren Tausend Quadratmeilen in horizontaler oder fast horizontaler Lage. In den meisten Fällen ihres Vorkommens bildet jedoch die silurische Formation infolge gewaltsamer Störungen steil aufgerichtete, geknickte, gefaltete oder durch großartige Dislokationen zerrissene Schichtensysteme, also mulden-, sattel-, fächerförmige oder senkrecht stehende Zonen der verschiedenartigsten Dimensionen und Formen. Ein Beispiel vollständiger Überkippung der Silurformation über das Devon und den Kulm giebt Fig. 195. Wie im ganzen Palaeozoicum, so ist auch in den Silurgebieten transversale Schieferung allgemein verbreitet und erschwert oft die Enträtselung der tektonischen Verhältnisse.

Der paläontologische Charakter der Silurformation. Die Flora und Fauna des silurischen Zeitalters war, abgesehen von einigen seltenen und lokal außerordentlich beschränkten Landpflanzen (Lepidodendron im Harz, im Vogtlande, in England; Sphenophyllum, Annularia und Sigillaria aus dem Mittel- und Obersilur Nordamerikas), und einigen Skorpionen (Eophoneus) aus dem Silur Schwedens und Schottlands ausschließlich marin.

So gehören denn die spärlichen Vertreter des Pflanzenreiches bis auf die erwähnten Reste sämtlich den Fucoiden, den Seetangen an. Ihres mangelhaften Erhaltungszustandes wegen ist ihr paläontologischer Wert nur ein geringer. Viele früher für Fucoiden gehaltene Reste haben sich als Kriechspuren von Tieren herausgestellt*).

Eine viel mannigfaltigere Entwickelung, einen viel größeren Formen- und Individuenreichtum hat die Tierwelt während der Silurperiode erlangt, so dass wir bereits weit über 10000 silurische Tierarten kennen. Die fortschrittliche Entwicklung des organischen Lebens offenbart sich in dieser Fauna dadurch, dass sich zu den beiden Haupttiergruppen des Kambriums, den Trilobiten und Brachiopoden, eine Fülle von Cephalopoden, Korallen, Graptolithen und Crinoiden gesellt, denen sich die ersten Fische anschließen.

Unter den niedrigst stehenden Tieren spielen die Radiolarien z. B. in den Hornsteinen und Kieselschiefern eine bedeutsame Rolle; auch Spongien sind ziemlich reichlich vertreten. Unter ihnen ist namentlich Astylospongia praemorsa Röm. (Fig. 164) hervorzuheben, welche auf Got-



Fig. 164. Astylospongia praemorsa Röm.



Fig. 165. Omphyma subturbinatum E. H.

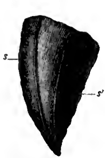


Fig. 166. Streptelasma europaeum Röm. (s Hauptseptum; s' Seitenseptum.)

land, in Tennessee und als diluviales Geschiebe in der norddeutschen Ebene in größerer Häufigkeit nachgewiesen ist. Von fast derselben Bedeutung ist Aulocopium aurantium Röm. aus dem Untersilur von Esthland und als nordisches Geschiebe, ferner Astraeospongia meniscus Saff. Letztgenannter scheibenförmiger Schwamm zeichnet sich durch die Regelmäßigkeit und Größe seiner sechsstrahligen Spiculae aus.

Die Hauptmasse der silurischen Korallen gehört zu der Abteilung der Tetracoralla oder Rugosa, deren Sternlamellen stets vier, nie aber sechs Systeme bilden. Unter ihnen besitzen die Geschlechter Omphyma,

*) Nathorst. Kgl. Svens. Vetensk.-Akad. Handl. Stockholm. Bd. 18. No. 7. 1881 u. Bd. 21. No. 14.

Streptelasma, Acervularia, Stauria, Syringophyllum. Cyathaxonia die größte Verbreitung. Als besonders bezeichnende Formen mögen hier angeführt werden: Streptelasma europaeum F. Röm. (Fig. 166); auf der Außenseite sind die Primärsepta und die fiederig gestellten späteren Septen sichtbar; — Goniophyllum pyramidale Hiss., eine vierseitige, mit 4 Deckeln versehene Koralle; — Calostylis denticulata Kjer. (mit porösen, aber symmetrisch angeordneten Septen); — Omphyma subturbinatum E. H. (Fig. 165). Fast ebenso zahlreich wie die Rugosen sind die Tabulata im Silur vertreten: ihre Sternlamellen sind verkümmert, dahingegen Querböden in großer Vollkommenheit entwickelt. Namentlich sind die Gattungen Calamopora (Favosites) und Syringopora durch ihren Artenreichtum bezeichnend, steigen jedoch auch bis in das Devon hinauf. — Halysites (Catenipora) hingegen ist ausschließlich silurisch und deshalb ein treffliches Leitfossil. Die wichtigsten Arten sind Calamopora gotlandica Lam. (Fig. 167) und Halysites catenularia Linn.



Fig. 167. Calamopora gotlandica Lam.
a in natürl. Größe.
b etwas vergrößert, um die Poren und Querscheidewände zu zeigen.

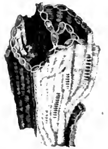


Fig 168. Halysites catenularia Linn.

Catenipora escharoides Goldf.) (Fig. 168). Der Korallenstock der ersteren besteht aus dicht neben einander stehenden, lang prismatischen Zellen, welche zahlreiche horizontale Querböden besitzen und durch Poren in den Seitenwänden mit einander in Verbindung stehen. Bei der zweiterwähnten Art sind lauter im Querschnitte ovale Röhrenzellen mit ihrem schmalen Ende verwachsen und wie Glieder einer Kette an einander gereiht. Horizontale Querböden sind ebenfalls vorhanden.

Zu den eigentümlichsten organischen Erscheinungen der silurischen Periode gehören die Graptolithen, welche man als den Sertularien ähnliche Entwickelungsstadien von Medusen deutet. Bei ihrer großen Häufigkeit, ihrer auffälligen und leicht kenntlichen Form und ihrer fast ausschließlich silurischen Verbreitung sind sie eins der wichtigsten Erkennungsmerkmale der Silurformation. Innerhalb derselben bilden sie mehrere, in England und Schonen sogar zahlreiche Horizonte, deren jeder eine

ihm eigentümliche Graptolithenfauna birgt*). Die Graptolithen bestehen aus einem durch eine solide Achse gestützten Kanale, welcher der Träger der ganzen Polypenkolonie ist und an welchem sich auf einer oder zwei Seiten Zellen entwickeln, die mit ihm in offener Verbindung stehen und wie die Zähne einer Säge hervortreten. Die Graptolithen sind entweder geradlinig oder zu einer konischen Spirale aufgerollt; viele derselben waren ursprünglich zu je zweien an ihrer Basis verwachsen (Fig. 169 *E*.); eine Anzahl solcher gabeliger Körper war zuweilen radial um einen gemeinsamen Mittelpunkt geordnet (Fig. 169 *D*). Die Reste der Graptolithen liegen fast stets in großer Anzahl vergesellschaftet auf den Schichtungsflächen der silurischen Schiefer (Graptholitenschiefer) und sind in diesem Falle stark zusammengedrückt; in sandigen und kalkigen Gesteinen sind sie zwar seltener, aber dann in natürlicher Wölbung erhalten. Die wichtigsten Graptolithen-Gattungen sind Monograptus, der Kanal nur auf einer Seite mit zahnähnlichen Zellen versehen, z. B. M. colonus Barr. (Fig. 169 *A*), ferner M. turriculatus Barr. (Fig. 169 *B*) und Didymograptus Murchisoni Beck

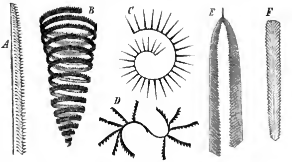


Fig. 169. Graptolithen.
A Monograptus colonus Barr. — *B* Monogr. turriculatus Barr. — *C* Rastrites Linnei Barr. — *D* Coenograptus gracilis Hall. — *E* Didymograptus Murchisoni Beck. — *F* Diplograptus palmeus Barr.

(Fig. 169 *E*); Diplograptus (Fig. 169 *F*) auf beiden Seiten mit Zellenfortsätzen, z. B. D. pristis Hiss.; Rastrites, mit langen, zarten, völlig getrennt und senkrecht auf der Achse stehenden Zellen, z. B. R. Linnei Barr. (Fig. 169 *C*), Phyllograptus, Coenograptus (Fig. 169 *D*), endlich Dictyonema, korb-, trichter- oder fächerartig mit radialen, zuweilen dichotomierenden Längsstäbchen, verbunden durch rechtwinkelig auf ihnen stehende Querfäden. Erstere tragen einseitig Zellen und werden dadurch sägeblattförmig; z. B. D. Hissingeri Göpp. (Dames).

Von den Echinodermen sind die Seesterne (Palaeaster, Protaster, Palaeocoma) und Seeigel (und zwar Perischoëchiniden) meist

*) Lapworth. Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 5. Vol. III. u. Tullberg, Z. d. D. geol. Ges. 1883. S. 223.

durch so vereinzelte Individuen vertreten, dass diese ohne Einfluss auf den Gesamthabitus der silurischen Fauna bleiben; dahingegen gehören die Crinoideen zu den charakteristischsten Erscheinungen des silurischen Zeitalters. So ist die Crinoideen-Abteilung der Cystideen, als deren Typus die Gattung Echinosphaerites gilt, wesentlich silurisch und zwar untersilurisch. Unter diesen tritt namentlich der kugelrunde Kelch von Ech. aurantium Wahlenb. (Fig. 170) in zahlloser Menge der Individuen im nördlichen Europa auf. Die übrigen Cystideen-Gattungen, also z. B. Cryptocrinus, Caryocystites, Echinoëncrinus, Hemicosmites, kommen nur vereinzelter und in beschränkter geographischer Verbreitung vor. Die echten Crinoideen mit großen zusammengesetzten Armen und radial angeordneten Kelchtäfelchen haben ebenfalls im Obersilur bereits eine sehr bedeutende Entwickelung erlangt. Verhältnismäßig sehr verbreitet sind die Gattungen Cyathocrinus, Taxocrinus, Melocrinus, Dimerocrinus, Lecanocrinus. Allein aus dem obersilurischen Korallenkalk der Insel Gotland sind 43 Gattungen mit 176 Arten von Eucrinoiden beschrieben.

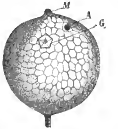


Fig. 170. Echinosphaerites aurantium His. sp. *M* Mund. — *A* After. — *G* Genitalpyramide.

Unter den verschiedenen Abteilungen der Schaltiere spielen die Brachiopoden und Cephalopoden die wichtigste Rolle in der silurischen Fauna, und zwar von ersteren neben hornschaligen Formen wie Lingula und Discina namentlich die kalkschaligen Geschlechter Porambonites, Rhynchonella, Spirifer, Strophomena, Atrypa, Leptaena, Chonetes, vorzugsweise aber Orthis und Pentamerus. Man kennt jetzt aus dem Silur gegen 2000 Arten von Brachiopoden. So ist Orthis durch über 300 Arten vertreten, von denen folgende ihrer großen geographischen Verbreitung wegen hervorzuheben sind: Orthis elegantula Dalm. (Fig. 171) — Orthis vespertilio Sow. — Orthis lynx Eichw. (Fig. 173). Chonetes striatella Dalm. (Fig. 172) ist im Obersilur Nordeuropas und Amerikas, sowie in erratischen Geschieben Norddeutschlands sehr häufig. Die Gattung Pentamerus ist bis auf einige Arten, welche in das Devon hinaufsteigen, auf die silurische Formation beschränkt und in


Fig. 171. Orthis elegantula Dalm.



Fig. 172. Chonetes striatella Dalm. (*a'* = Area; *st* = Stacheln.)

dieser in etwa 40 Spezies bekannt. Von denselben besitzt namentlich Pentamerus Knighti Sow. (Fig. 174) eine große Verbreitung in Deutschland, England, Schweden und Russland. Er, sowie P. borealis, P. esthonus und P. conchidium Brongn. (Fig. 175) füllen gewisse Bänke des Obersilurs ganz an. Atrypa reticularis Linn. (Fig. 176) besitzt die größte

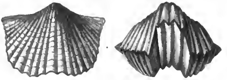


Fig. 173. Orthis (Platystrophia) lynx Eichw.



Fig. 174. Pentamerus Knighti Sow.

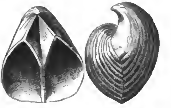


Fig. 175. Pentamerus conchidium Brongn.

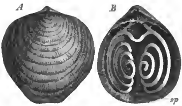


Fig. 176. Atrypa reticularis Linn. (sp = Spiralkegel.)

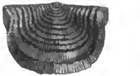


Fig. 177. Strophomena depressa Sow.

Verbreitung unter allen Tieren der silurischen Formation, ist jedoch dieser und dem Devon gemeinsam. Strophomena depressa Sow. (Fig. 177) kommt der vorigen Art an Zahl der Fundorte fast gleich und steigt ebenfalls in das Devon.

Die Zweischaler stehen, verglichen mit den Brachiopoden und Cephalopoden, an Wichtigkeit in der silurischen Fauna zurück. Vertreten sind namentlich die Gattungen Avicula, Ambonychia, Myalina, Ctenodonta, Astarte, Lucina, Conocardium, Grammysia, Cardiola. Von den zahlreichen in einander übergehenden Formen des letzten Genus

ist Card. interrupta Sow. (Fig. 178) am verbreitetsten und am leichtesten kenntlich. Die silurischen Gastropoden*) gehören meist den Geschlechtern Raphistoma, Pleurotomaria, Murchisonia, Euomphalus, Eunema, Cyclonema, Platyceras, Loxonema, Bellerophon, und Oxydiscus an; ausschließlich silurisch ist u. a. die Gattung Maclurea.

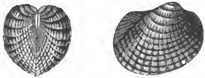


Fig. 178. Cardiola interrupta Sow. = cornucopiae Goldf.

Dieselbe besitzt einen dicken, mit Fortsätzen versehenen, konischen Deckel und ist besonders im amerikanischen Silur stark vertreten, nämlich durch 26 Spezies, von denen wir M. Logani Salter (Fig. 179) hervorheben.



Fig. 179. Maclurea Logani Salt. *a* Gehäuse, *b* Deckel.



Fig. 180. Tentaculites annulatus Schloth.

— Von Pteropoden bedecken namentlich die Tentaculiten (Fig. 180) in unzähliger Menge die Schichtungsflächen gewisser silurischer Kalksteine und Thonschiefer. Hierher gehören auch Theca, Conularia und Hyolithes, welche in zahlreichen Spezies sehr verbreitet im Silur sind.

Die Cephalopoden sind im Silur ausschließlich durch Nautileen vertreten und zwar durch nahezu 1800 Spezies (gegen 6 Nautilus-Arten der Jetztzeit), — die Ammoneen, welche in jüngeren Formationen eine so außerordentlich wichtige Rolle spielen, kennzeichnen den Beginn der devonischen Periode. Von den Nautileen erreicht das Genus Orthoceras (Fig. 185) bereits im Silur das Maximum seiner Entwickelung in über 1000 Arten und

*) E. Koken. Entwickelung der Gastropoden vom Kambr. bis zur Trias. N. J. f. Min. Beilageband VI. 1889. S. 305.

erzeugt z. B. in Schweden Riesenformen von 1,5 bis 2 m Länge. Ganz eigentümlich sind für die silurische Gruppe diejenigen Formen, bei welchen der Sipho sehr groß, kugelig — perlschnurartig und zum Teil im Inneren mit Obstruktionsringen versehen ist, und die man als **Ormoceras** und **Huronia**



Fig. 181.



Fig. 183.



Fig. 182.



Fig. 184.



Fig. 185.

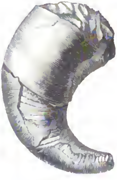


Fig. 186.

Silurische Cephalopoden.

Fig. 181 u. 182. Gomphoceras bohemicum Barr. (Fig. 182 die Mündung zeigend).
Fig. 183. Lituites (Ophidioceras) simplex Sow. Fig. 185. Orthoceras timidum Barr.
Fig. 184. Endoceras duplex Wahlenb. Fig. 186. Cyrtoceras Murchisoni Barr.

von Orthoceras getrennt hat. Das Orthoceratiden-Genus **Endoceras** (Fig. 184) mit sehr weiten und langen, randständigen Siphonalduten ist auf das Untersilur beschränkt. Dagegen sind die Gattungen **Phragmoceras**, **Gomphoceras** (Fig. 181 und 182), **Ascoceras**, **Trochoceras**, **Cyrtoceras** (Fig. 186), **Lituites** (Fig. 183), und **Nautilus** im ganzen Silur, zum Teil in zahlreichen Arten sehr verbreitet.

Einen außerordentlich großen Formen- und Individuenreichtum entwickeln die **Trilobiten** im Silur. Sie erreichen den Höhepunkt ihrer Entwickelung bereits im Untersilur. Die obersilurischen Trilobiten kommen ihren Vorfahren nur noch in der Zahl der Arten, nicht mehr in derjenigen der Gattungen gleich. Im Silur kennt man 128 Genera mit gegen 1600 Arten,

so dass der eigentümliche Gesamteindruck der silurischen Fauna wesentlich von dieser erloschenen Crustaceen-Familie ausgeht. Viele silurische Trilobiten haben das Vermögen, sich zusammenzukugeln. Die Unterseite mit den gegliederten Füßen ist nur in den seltensten Fällen erhalten. Die

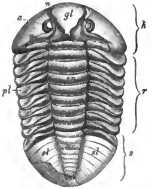


Fig. 187.

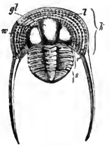


Fig. 188.



Fig. 189.

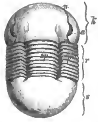


Fig. 190.

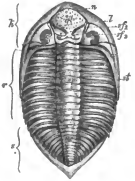


Fig. 191.

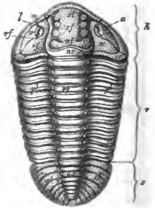


Fig. 192.

Silurische Trilobiten.

Rückenschale. *k* = Kopfschild, — *r* = Rumpf, — *s* = Schwanzschild, — *gl* = Glabella, — *w* = Wangen. *n* = Gesichtsnaht, — *l* = Randsaum. — *st* = Wangenstachel, — *a* = Auge, — *sf* = Seitenfurchen, — *rf* = Rückenfurchen, — *sp* = Spindel, — *pl* = Pleuren.

Fig. 187. Asaphus expansus Lin. Fig. 188. Trinucleus ornatus Stbg. Fig. 189. Illaenus Davisii Salter. Fig. 190. Illaenus angustifrons Holm. Fig. 191. Dalmania caudata Brünn. Fig. 192. Calymene Blumenbachi Brgt.

wichtigsten und artenreichsten silurischen Trilobiten-Geschlechter sind Asaphus (Fig. 187), Illaenus (Fig. 190), Chasmops, Trinucleus (Fig. 188), Bronteus, Encrinurus, Sphaerexochus, Phacops, Cyphaspis, Acidaspis, Dalmania (Fig. 191) und Calymene (Fig. 192).

Die Verteilung der zahlreichen Gattungen und Arten der Trilobiten liefert die besten Anhaltspunkte für die Gliederung des älteren Paläozoicums und so auch des Silurs in Unterabteilungen und Stufen, sowie für die Trennung geographischer Provinzen.

Im Obersilur gesellen sich zu den Trilobiten die Eurypteriden (Fig. 193), riesige bis 2 m lange Krebstiere mit kurzem breitem Kopfschilde, dieses mit kleinen zusammengesetzten Augen, mit 6 gegliederten Beinen und mächtigem, langgestrecktem, aus 12 Segmenten bestehendem Rumpf und Hinterleib, der in einen langen Stachel endet.

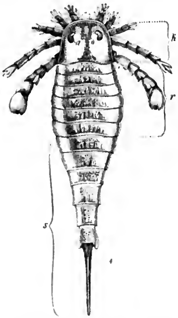


Fig. 193. Eurypterus Fischeri Eichw. (k = Kopfschild, — r = Rumpf, — s = Schwanz.)

Zu den Crustaceen gehört ferner die in den oberen silurischen Schichten weit verbreitete Beyrichia, ein kleiner Muschelkrebs mit abgerundet vierseitigen Klappen, diese mit höckerig-warziger Oberfläche, und die glatte Leperditia.

Von Wirbeltieren hat man in den unteren Niveaus des Silurs bis jetzt keine Spur entdeckt, erst in dem oberen Grenzhorizonte dieser Formation erscheinen in England, Russland, Skandinavien und Nordamerika Reste haiartiger Knorpelfische anfänglich ganz vereinzelt (Pteraspis), dann in so großer Häufigkeit (Onchus), dass Flossenstacheln und emaillierte Chagrinschuppen in England eine förmliche Lage von Knochenbreccie (bone-bed) von freilich an den meisen Lokalitäten nur 3 bis 8 cm Mächtigkeit gerade auf oder wenige Meter unter der Grenze zwischen Silur und Devon bilden.

Zweiteilung der silurischen Formation. Die aufgezählten Vertreter der silurischen Fauna gehören nicht sämtlichen Horizonten der Silurformation gemeinsam an, kommen also nicht in allen silurischen Schichtenkomplexen vergesellschaftet vor, sondern repräsentieren vielmehr eine Aufeinanderfolge von sich gegenseitig ablösenden Faunen. Auf dieser Verschiedenheit des paläontologischen Charakters in verschiedenen Niveaus der silurischen Formation beruht deren detaillierte Gliederung in zahlreiche Stufen, welche freilich meist nur lokale Geltung besitzen. In allen Ländern jedoch, in welchen die Silurformation in einigermaßen vollständiger Entwickelung

nachgewiesen ist, also besonders in England, Böhmen, Skandinavien und Nordamerika, hat man zwei Hauptabteilungen von allgemeiner Gültigkeit fixieren können und dieselben als Untersilur und Obersilur bezeichnet.

1. Im **Untersilur** gesellen sich zu den aus dem Kambrium heraufsteigenden Trilobiten-Geschlechtern Ogygia, Agnostus und Asaphus die ihm eigentümlichen neuen Gattungen Aeglina, Illaenus, Ampyx, Megalaspis, Trinucleus, Chasmops, Remopleurides in zum Teil riesigen Arten — die Graptolithen und zwar namentlich zweireihige und gegabelte Formen erreichen das Maximum ihrer Entwickelung. — von Brachiopoden erscheinen neben der bereits kambrischen Lingula, Discina und Orthis noch Leptaena, Strophomena, Orthisina Atrypa, Porambonites, Spirifer, — die Nautileen stellen sich reichlicher ein, so Orthoceras, Endoceras, Cyrtoceras, Lituites. — von Gastropoden Maclurea, die Crinoiden werden vorzüglich durch Cystideen vertreten, — Korallen spielen nur lokal eine Rolle.

2. Im **Obersilur** nehmen die Trilobiten bereits rasch ab.' Wie vor Beginn des Untersilurs die S. 394 aufgezählten kambrischen Geschlechter, so sind im Obersilur die Gattungen Agnostus, Trinucleus, Ogygia, Chasmops, Remopleurides, Asaphus, Aeglina, Megalaspis bereits vollkommen erloschen. Dahingegen sind Calymene, Homalonotus, Acidaspis, Phacops, Dalmania, Proteus, Harpes durch zahlreiche Arten vertreten. Ausschließlich obersilurisch sind Bronteus, Encrinurus, Arethusina. Die Graptolithen nehmen ab und stellen einreihige Formen wie Rastrites und Monograptus. Die Brachiopoden erheben sich zu großem Arten- und Formenreichtum, indem sich den älteren Gattungen namentlich Pentamerus und Rhynchonella anreihen. Gleiches gilt von den Nautileen mit gegen 1000 Arten. Die im Untersilur stellenweise so außerordentlich verbreiteten Cystideen nehmen schnell ab, wohingegen die bis dahin seltenen langarmigen, echten Crinoideen an Formen und Individuenreichtum zunehmen und eine große Bedeutung und das Maximum ihrer Entwickelung erhalten; zugleich treten die ersten Blastoideen auf. Die Korallen (tabulata und rugosa) sowie Stromatoporiden erscheinen in großer Fülle und Mannigfaltigkeit und bilden ganze Korallenbänke. Dem obersten Silur gehören endlich die Eurypteriden und die ältesten Wirbeltierreste, die ersten Fische an.

Eine Übersicht über die speziellere Gliederung der silurischen Formation in ihren verschiedenen Bildungsräumen und das gegenseitige Altersverhältnis der einzelnen Unterabteilungen wird im folgenden Abschnitte, namentlich aber in der auf S. 420 gegebenen Tabelle gebracht werden.

Die geographische Verbreitung und Gliederung der Silurformation. Das Silur besitzt in Europa zwei langausgedehnte Verbreitungsgebiete von verschiedenem Charakter ihrer Spezialfaunen. Das eine begreift

das nordwestliche Europa von der Petschora bis nach Cornwall, das andere die Längsachse Europas von Bogolowsk bis nach Portugal. Jenes ist durch die baltisch-skandinavische, dieses durch die böhmische Fazies seiner Fauna charakterisiert, — ersterem gehören die silurischen Territorien Britanniens, Nordfrankreichs, Belgiens, Skandinaviens und Russlands, letzterem diejenigen Böhmens, Sachsens, Thüringens, des Fichtelgebirges, Südfrankreichs, Spaniens und Portugals an. Beide Hauptgebiete dürften getrennten Meeren entsprechen, innerhalb deren eine selbständige, überaus mannigfaltige Entwickelung gleichzeitiger Faziesgebilde stattfand. Eine genaue Parallelisierung der Einzelstufen beider Gebiete ist deshalb nicht durchführbar (vergl. die Tabelle auf S. 420).

In Britannien besitzt das Silur seine Hauptentwickelung in Wales, ist aber auch an der Südküste von Cornwall, sowie im südlichen Schottland und im nördlichen Teile der irischen Insel bekannt. Die englischen Geologen gliedern die silurische Schichtenreihe ihrer Heimat in folgende Unterabteilungen:

II. Obersilur.

3. Ludlow Group, a. unterer Ludlow- oder Aymestry-Kalkstein, mit Pentamerus Knighti, Rhynchonella Wilsoni, Lingula Lewisi, Orthoceras Ludense, Lituites giganteus; Eurypterus. b. obere Ludlow-Schichten, mit Orthis elegantula, Chonetes lata, Bellerophon trilobatus, Orthoceras bullatum; c. Passage-beds: Downton-Sandstein, mit dem Bone-bed von Resten der ältesten Fische (Onchus, Plectrodus, Pterapsis) und Landpflanzen, zuoberst die Ledbury-Schiefer.
2. Wenlock-Group, und zwar a. Woolhope-Kalk, b. Wenlock-Mergel und -Kalk (od. Dudley-Kalk) mit Halysites catenularia, Calamopora Gotlandica, Omphyma turbinatum, Strophomena depressa, Pent. galeatus, Atrypa reticularis, Calymene Blumenbachi, Homalonotus delphinocephalus, Orthoceras annulatum.
1. Llandovery-Stufe mit Pentamerus oblongus, P. lens, Orthis, Atrypa, Harpes, Encrinurus, Illaenus, Calymene, Tentaculites annulatus. Konglomerate, Sandsteine, Grauwacken, 300—700 m mächtig. Zu oberst Mayhill-Sandstein und Tarannon-Schiefer (mit Rastrites, Monograptus).

I. Untersilur.

4. Bala oder Caradoc beds, kalkiger Sandstein mit viel Brachiopoden, z. B. Orthis vespertilio, Orthis tricenaria, Strophomena grandis. Maximum der Trilobiten, z. B. Trinucleus concentricus, Illaenus, Asaphus, ferner Echinosphaerites; zu oberst Hirnant-Kalk mit viel Orthis.
3. Llandeilo Flags, 1000—1500 m mächtig, mit viel Graptolithen, Orthoceras duplex, Asaphus tyrannus, Ogygia Buchi.
2. Arenig oder Stiperstone-Stufe, schwarze Thonschiefer und Quarzite, 800 m mächtig, mit Didymograptus, Diplograptus, und viel Trilobiten, so Ogygia, Asaphellus, Aeglina, Trinucleus.
1. Llarnvirn-Schiefer und Tuffe mit Didymograptus, Illaenus, Dalmanites, Acidaspis.

In Norwegen lassen sich vorzüglich zwei große Regionen der Silur-

formation unterscheiden, nämlich die von **Kristiania** und die vom **Mjösensee**. Die Silurschichten der Gegend von Bergen haben durch Dynamometamorphismus den Habitus krystalliner Schiefer erhalten (Reusch, vergl. S. 179). Höchst vollständig entwickelt und sehr genau erforscht ist das Silur in **Schweden**, wo auch die stratigraphischen Verhältnisse einfach liegen. Eine spezielle Übersicht der Einzelstufen desselben ist für deutsche Geologen deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil die Mehrzahl der für das schwedische Silur bezeichnenden Versteinerungen in den Diluvialgeschieben der norddeutschen Ebene vorkommt, z. T. sogar zuerst aus diesen beschrieben worden ist.

Das Silur ist in Schweden in verschiedenen, durch archäische Areale getrennten Distrikten entwickelt und zwar das Untersilur vornehmlich in Dalekarlien, Schonen, Ost- und West-Gotland und auf der Insel Oeland, das Obersilur hingegen nur auf der Insel Gotland. Zu der nachfolgenden Übersicht, die im wesentlichen auf Linnarson's Forschungen beruht, ist zu bemerken, dass die aufgezählten Stufen keineswegs in jedem der schwedischen Silurareale vertreten sind, dass in diesen vielmehr eine ziemlich abweichende Faziesentwicklung herrscht. Namentlich besitzen die Kalksteinhorizonte, also die Ceratopyge-, Orthoceren- und Cystideenkalke eine allgemeinere Verbreitung als die schieferigen Bildungen. So ist z. B. der untere Graptolithenschiefer nur aus Schonen, der Brachiopodenschiefer nur aus der Provinz Gotland und von Oeland bekannt. Anderseits aber gehört der Trinucleusschiefer zu den verbreitetsten Bildungen, während Leptaenakalk nur in Dalekarlien vorkommt.

Die Silurformation Schwedens wird von oben nach unten in folgende Stufen gegliedert:

II. Obersilur von Gotland (Dames).

7. Grobkörnige, rosarote Cephalopodenkalke mit großen Phragmoceren (ohne Ascoceras).
6. Crinoideenkalke mit eingelagerten Stromatoporenriffen, diese bis 8 m mächtig, älteste echte Riffbildungen. Außerdem Cephalopoden- und Gastropodenkalke mit Ascoceras, sowie Schichten mit Megalomus gotlandicus.
5. Schicht mit Pterygotus; u. a. mit Acervularien, einer Ophiure und dem ältesten Skorpion (Palaeophonus).
4. Kalkstein, Oolithbänke und Mergel, hauptsächlichstes Korallenniveau, u. a. mit Lucina prisca, Plerineen und Pentamerus oblongus.
3. Mergelschiefer und Sandstein mit Phacops Downingiae und Strophomena englypha.
2. Mergel mit Stricklandia lirata; Palaeocyclus porpita und Leperditia baltica.
1. Rote Schiefer mit Arachnophyllum diffluens; Syringophyllum organum, Spirifer exporrectus, Phacops quadrilinealus.

I. Untersilur.

10. Leptaenakalk Dalekarliens mit Illaenus Linnarssoni, zahlr. Brachiopoden und Korallen.

9. Oberer Graptolithenschiefer Ost- und West-Gotlands, Dalekarliens und Schonens, unten mit Rastrites und Monograptus, oben mit Retiolites und Monograptus.
8. Brachiopodenschiefer West-Gotlands und Schonens mit Staurocephalus clavifrons, Trinucl. Wahlenbergi.
7. Untere schwarze und obere rothe Schiefer mit Trin. Wahlenbergi und Remopleur. radians.
6. Kalk mit Chasmops macrurus.
5. Cystideenkalk mit Echinosphärites, Orthis calligramma, O. lynx, Chasmops conicophthalmus.
4. Mittlerer Graptolithenschiefer Schonens mit Didymograptus.
3. Orthoceraskalk, die beiden unteren Zonen gekennzeichnet durch das Vorwiegen der Vaginaten (Endoceras), die oberen durch die Häufigkeit der regulären Orthoceren:
   d. oberer grauer Orthocerenkalk mit Lituites lituus und Illaenus chiron.
   c. oberer roter Orthocerenkalk mit Asaphus platyurus.
   b. unterer grauer Orthocerenkalk mit Ptychopyge applanata.
   a. glaukonitischer Orthocerenkalk mit Megalaspis planilimbata.
2. Unterer Graptolithenschiefer mit Didymograptus und Phyllograptus.
1. Kalk mit Ceratopyge forficula, nebst Cheirurus, Amphion, Agnostus, Obolus.

In keinem Teile von Europa besitzt die silurische Formation eine solche Ausdehnung wie in Russland. Dort verbreitet sie sich von Petersburg aus einerseits nach Westen längs der Südseite des Finnischen Meerbusens durch ganz Esthland und Nordlivland bis auf die Inseln Dagöe und Ösel, andererseits nach Osten an der Süd- und Südostseite des Ladoga-See's. Ihre Schichten lagern fast vollkommen horizontal und bestehen zum Teil noch aus Thonen, losen Sanden, bituminösen Schiefern und thonigen Kalksteinen, so dass ihre petrographische Beschaffenheit eher an die jüngsten, als an eine der ältesten Sedimentformationen erinnert. Während in der Umgegend von Petersburg nur das Untersilur zur Ausbildung gelangt ist, lässt das silurische Territorium von Esthland, Livland, Dagöe und Ösel eine vollständige Entwickelung der Silurformation erkennen (deren Gliederung nach Fr. Schmidt in der Tabelle auf S. 420 wiedergegeben ist). Auch an den beiderseitigen Abfällen des Ural erscheinen silurische Schichten in langgestreckten Zonen, sind jedoch steil aufgerichtet und bedeutend disloziert.

Viel beschränkter ist die Verbreitung des Silurs im mittleren Europa. Am vollständigsten entwickelt und am speziellsten untersucht ist es in Böhmen. Hier bildet dasselbe eine fast 20 Meilen lange und 2 bis 3 Meilen breite elliptische Mulde, deren Flügel einer gemeinsamen Hauptachse zufallen, welche von Prag über Beraun in der Richtung auf Pilsen läuft. Dieses silurische Becken lagert auf einem mächtigen Systeme von kambrischen Schiefern und Grauwacken, von Phylliten und Glimmerschiefern, und dieses auf Graniten und Gneißen auf. J. Barrande gliederte diese gesamte

Schichtenreihe in eine Anzahl Etagen, die er mit A bis H bezeichnete. Von diesen haben sich später ergeben: A als Phyllit, B. C und unterstes D als Kambrium (s. S. 397), — F^2, G und H als Devon. Dem Silur gehört der größte Teil von D, sowie die Etage E und F^1 an; letztere repräsentieren das Obersilur, so dass sich folgende Gliederung herausstellt:

II. Obersilur.

Etage F^1. Schwarze Kalke mit den letzten Graptolithen.

Etage E^2. Kalkstein, über 300 m mächtig, mit sehr zahlreichen Trilobiten (Calymene, Phacops, Cheirurus, Illaenus, Acidaspis), Maximum der Entwickelung der Cephalopoden, Calamopora Gotlandica, Halysites catenularia. Cardiola interrupta.

Etage E^1. Graptolithenschiefer mit Retiolites und Rastrites; zu unterst mit Dipiograptus.

I. Untersilur.

Etage D^5. Graugelbe Schiefer mit Ampyx Portlocki, Agnostus tardus, Cheirurus, Remopleurides, Diplograptus.

Etage D^4 u. D^3. Glimmerige und schwarze Schiefer mit Aeglina rediviva. Asaphus nobilis, Trinucleus ornatus, Orthis, Cystideen.

Etage D^2. Quarzitische Sandsteine mit Asaphus ingens, Acidaspis Buchi. Trinucleus ornatus, Dalmanites socialis.

Etage $D^1\gamma$. Schwarze Schiefer mit Placoparia, Illaenus, Ogygia, Orthis, Didymograptus.

Eine höchst auffällige Erscheinung innerhalb der Silurformation Böhmens erblickte Barrande darin, dass zwischen der normalen silurischen Schichtenreihe, und zwar in der Etage D, Einlagerungen von abweichender Gesteinsbeschaffenheit eingeschaltet seien, welche Vorläufer einer in ihrer Gesamtheit erst später, nämlich in der Etage E erscheinenden Tierwelt enthalten sollten. Er nannte dieselben Kolonien und erklärte diese durch Einwanderungen aus benachbarten silurischen Meeresbecken, deren organische Entwickelung unabhängig vom böhmischen Silurmeere vor sich gegangen sei. Später haben sich diese »Kolonien« als grabenartige Versenkungen von höheren Schichten (E) zwischen ältere erwiesen.

In **Deutschland** ist das Silur im Thüringer Wald, im Fichtelgebirge. im Frankenwald, im Vogtland, am Erzgebirge und in der Lausitz zur Entwickelung gelangt. In sämtlichen erstgenannten Gebieten gliedert sich dasselbe, und zwar nach Gümbel und Liebe, wie folgt (vergl. Fig. 194):

II. Obersilur.

5. Obere Graptolithenschichten, Alaunschiefer und Thonschiefer mit Monograptus colonus, sagittarius, bohemicus, Diplograptus palmeus, Retiolites Geinitzianus.
4. Ockerkalk, Knollen- und Flaserkalke nebst Partieen von Spateisenstein oder nach dessen Oxydation von mürbem, gelbem Ocker. Mit Crinoiden-Stielen, Orthoceras bohemicum, Cardiola interrupta.
3. Untere Graptolithenschichten, = Etage E Barrande's; Kieselschiefer und Alaunschiefer mit Monograptus priodon, colonus, sowie M. turriculatus, spiralis, Proteus, Rastrites peregrinus.

I. Untersilur.

2. Griffelschiefer mit großen verzerrten Exemplaren von Asaphus und Ogygia, Dachschiefer und Lederschiefer (lederbraune, rostfleckige, dünnblätterige Schiefer), ohne deutliche organische Reste. Zu unterst mit der Stufe des Thuringitschiefers; oolithisches dunkelgrünes Thuringitgestein mit oolithischem Roteisenstein und Magneteisenerz, sowie grüne chloritische Chloropitschiefer; bei der Lamitzmühle NW. von Hof reich an Orthis.
1. Darunter das Kambrium (S. 400).

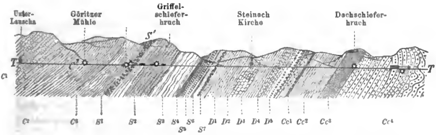


Fig. 194. Profil durch die paläozoischen Schichten des Steinachthales (*T—T*) in überkippter Lagerung. Nach *Gümbel*.

Kambrium:
C^1 ältere quarzitische Schichten;
C^2 ältere graugrüne Schiefer;
C^3 jüngere Phycoden-reiche Schichten.
Untersilur:
S^1 Thuringitstufe;
S^2 Griffelschiefer;
S^3 Lederschiefer.
Obersilur:
S^4 untere Graptolithenschiefer und Lydite;
S^5 Ockerkalk;
S^6 obere Graptolithenschiefer.
Devon:
S^7 Tentaculitenknollenkalke.
D^1 Nereitenschichten;
D^2 desgl. dachschieferartig mit Tentaculiten;
D^3 Lehmschiefer;
D^4 Wetzsteinschiefer;
D^5 Cypridinenschiefer und Clymenienkalk.
Kulm:
Cc^1 Lydit;
Cc^2 schwarze Bröckelschiefer;
Cc^3 Lehestener Dachschiefer;
Cc^4 Kulmgrauwacke und Thonschiefer.

Die Grauwacken und Quarzite, welche im nördlichen Sachsen bei Leipzig, Oschatz und Camenz auftreten und in die angrenzende Lausitz bis Görlitz fortsetzen, ebenso die Thonschiefer und Kieselschiefer, die bei Goldberg in Niederschlesien auf die dortigen Phyllite folgen, dürften z. T. kambrischen und untersilurischen Alters sein. In ihrem Hangenden kommen zwischen Camenz und Görlitz an verschiedenen Stellen Graptolithenschiefer vor.

In den Ost-Alpen (Kärnten, Krain, Karnische Alpen) lagert sich nach Stache eine schmale zerstückelte Zone silurischer Grauwacken, Kalksteine und Thonschiefer an die Nord-, Süd- und Ostflanke der zentralen Gneiße und krystallinischen Schiefer. Das dortige Untersilur besteht aus Thonschiefern, Grauwacken und Quarziten mit Strophomena und Orthis, darüber aus Graptolithenschiefern, — das Obersilur namentlich aus dunklen oder hellroten Orthoceren- und Cardiolakalken (siehe die Tabelle S. 420). Am ähnlichsten ist dieses Silur demjenigen von Böhmen *).

*) G. Stache. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 277. — F. Frech. Ebend. 1887. S. 659.

In Frankreich hat die Silurformation keine sehr große Verbreitung: hauptsächlich tritt sie in der Bretagne und Normandie auf und schließt sich hier vollkommen dem englischen Silur an, während dasjenige von Südfrankreich, Asturien, der Sierra Morena und Sardiniens mehr mit Böhmen übereinstimmt (siehe die Tabelle S. 420).

Die großartigste Verbreitung hat das Silur in Nordamerika. Es ist bereits früher hervorgehoben worden, dass das geologische Gerippe dieses Kontinentes von zwei archäischen Gesteinszonen, der appalachischen und der canadischen gebildet wird, welche sich an der Mündung des Lorenzstromes mit einander vereinen. Der Winkel zwischen diesen beiden ältesten Gesteinszonen wurde von einem silurischen Meerbusen eingenommen, dessen Sedimente heute in Form paralleler Bänder an dem westlichen Fuße der Alleghanies und dem südlichen Rande der canadischen Gneißzone zu Tage ausgehen, um sich dann durch Wisconsin und Minnesota nach Nordwesten bis in die arktischen Regionen zu wenden. Als typisch für alle diese Ablagerungen gilt die Gliederung des Silurs von New-York, wie sie im wesentlichen von James Hall herrührt.

II. Obersilur.

11. Waterlime, Kalksteine mit Eurypterus, Tentaculiten, Leperditia.
10. Onondaga-Salzgruppe, Gyps, Mergel, Steinsalz, Sandstein.
9. Guelph-Kalkstein, mit Megalomus, Pentamerus, Murchisonia.
8. Niagara-Kalkstein, mit viel Korallen und Crinoideen, so Halysites, Calamopora, Stromatopora, Caryocrinus, Stephanocrinus, ferner Brachiopoden, so Strophomena depressa, Atrypa' nodostriata, Spirifer sulcatus, Rhynchonella, Orthis, Trilobiten: Dalmania, Lichas, Homalonotus delphinocephalus, Calymene Blumenbachi, Beyrichia.
7. Clinton-Sandstein und Kalkstein, mit Pentamerus oblongus, Atrypa reticularis, Zaphrentis bilateralis.
6. Medina-Sandstein, mit Arthrophycus Harlani, Lingulella cuneata.
5. Oneida-Konglomerat.

I. Untersilur.

4. Hudson-River-Schiefer oder Cincinnati-Gruppe, mit Syringopora, Halysites, Orthis, Avicula, Calymene Blumenbachi, Trinucleus concentricus.
3. Utica-Schiefer.
2. Trenton-Gruppe mit a. Trentonkalk oder -dolomit, b. Black-River-Kalk, c. Birdseye-Kalk, mit Orthis lynx, Orthis testudinaria, Leptaena depressa, Murchisonia, Bellerophon, Orthoceras junceum, Ormoceras, Cyrtoceras, Asaphus gigas, Trinucleus concentricus, Calymene senaria, Cheirurus.
1. Chazy-Kalkstein, mit Maclurea magna und M. Logani, darunter der Calciferous-Sandstein, als obere Grenzstufe des Kambriums (S. 397). Graptolithen, Leptaena, Illaenus, Ampyx, Bathyurus. (Quebeck-Gruppe Canadas.)

Im Untersilur und zwar im Trentondolomit setzen die großartigen Erzlagerstätten der Bleiglanzregion am oberen Mississippi auf. Die-

selbe dehnt sich in dem nach SO offenen Winkel aus, welcher von dem Wisconsin- und Mississippistrom geformt wird, nimmt 126 deutsche Quadratmeilen Flächenraum ein und gehört dem südlichen Wisconsin, dem nordwestlichen Illinois und dem äußersten Osten von Jowa an*). Der Trenton-Dolomit, auch dort horizontal gelagert, wird durchzogen von unzähligen, vertikalen, horizontalen und diagonalen Spalten (Fig. 195) und umschließt

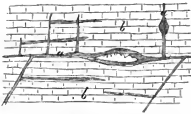


Fig. 195. Bleiglanzgänge und -höhlen *a* im untersilurischen Dolomite *b* am oberen Mississippi. Nach *Whitney*.

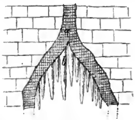


Fig. 196. »Schlot« einer Bleiglanzhöhle am oberen Mississippi, inkrustiert von Bleiglanz *a* und Kalksinter *b*. Nach *Whitney*.

geräumige Höhlen von unregelmäßiger oder glockenförmiger Gestalt. Diese sind ausgekleidet oder ausgefüllt durch Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Schwefelkies, Galmei, Eisenocker und Kalksinter. Die Decke vieler Bleiglanzhöhlen bietet ein äußerst unregelmäßiges Ansehen dar. Von ihr laufen kegelförmige Hohlräume, sog. Schlöte aus, welche zum Teil von einer Lage Bleiglanz ausgekleidet und dann von Kalkstalaktiten inkrustiert sind (siehe Fig. 196). Der Prozess der Ausfüllung der Spaltenräume innerhalb der silurischen Dolomite ging noch in den neuesten geologischen Zeiträumen vor sich. Der Fund von durch grobkrystallinischen Bleiglanz zusammengekitteten und von solchen inkrustierten Elephasknochenbruchstücken in zu Tage ausgehenden Gangspalten liefert hierfür den sprechenden Beweis.

Höchst bemerkenswert ist die Thatsache, dass die nordamerikanischen Silurbildungen mit Bezug auf Gliederung und organischen Inhalt weit mehr Verwandtschaft mit denen Englands und Skandinaviens zeigen, als diese mit den gleichalterigen Schichten Mittel- und Südeuropas. Die Verschiedenheit der Faunen innerhalb der genannten beiden europäischen Silurgebiete (s. S. 413) ist eine so große, dass die Annahme zweier gesonderter Meere durchaus gerechtfertigt ist. Auf trennende Landschranken weist ferner der Umstand hin, dass im Harz und im rheinischen Gebirge Silur nicht nachweisbar ist, und dass das rheinische Unterdevon diskordant auf dem Kambrium des hohen Venn lagert. Anderseits weist das Silur von England, Skandinavien und Nordamerika zahlreiche verwandte Züge auf; das Vorkommen riesiger Asaphiden an der Basis des Untersilurs (Trentongruppe,

*) Whitney. Geol. Survey of the Upper Mississippi Lead Region. 1862.

Gliederung und Parallelisierung der Silurformation

in verschiedenen Ländern (nach F. Frech).

	Schweden und Insel Gotland.	Baltische Provinzen.	England.	Nord-Frankreich und Belgien.	Süd-Frankreich und Spanien.	Böhmen.	Ostalpen (Kärnten).	Thüringen und Fichtelgebirge.	Nord-Amerika.
Obersilur.	Obere Cephalopoden-Kalke.	Schichten mit Eurypterus.	Ledbury-Schiefer, Downton-Sandstein.			F1	Hellrote Kalke und Schiefer mit Orth. alticola		Waterlime mit Eurypterus.
	Crinoidenkalke mit Stromatoporen, Megalomusbänken u. Cephalop.-Kalken.	Obere Oesel'sche Gruppe mit	Oberer Ludlow. Aymestrykalk. Unterer Ludlow.			E2	u. Antipl. bohemica.	Obere Graptolithenschiefer.	Onondaja-Salt-Group.
	Schicht mit Pterygotus. Korallenkalk; Oolith u. Mergel mit Pent. oblongus.	Chonetes striatella, Atrypa prunum, Spirifer elevatus, Beyrichien.	Wenlock-Kalk. Wenlock-Schiefer.	Orthoceraskalk m. Cardiola interrupta	Orthoc.-Kalk Graptol.-Schiefer in Languedoc (Cabrières) u. d. Pyrenäen, Sierra Morena.		Dunkle Kalke u. Schiefer m. Orth. potens u. Encrinurus Novaki.	Ockerkalk mit Orthoc. bohemicum, Cardiol. interrupta.	Guelph-Kalkstein. Niagara-Kalkstein.
	Mergel und Sandsteine mit Phac. Downingiae.	Mergel v. Johannis auf Oesel.	Woolhope-Kalk.	Bituminöse Graptolithenschiefer.			Schwarze Plattenkalke u. Thonschiefer (fast fossilleer).		Clinton-Sandstein u. Kalkstein.
	Schiefer mit Stricklandinia lirata.	Schichten m. Pent. estonus u. Arachn. diffluens.	Ob.-Llandovery. Mayhill-Sandst.			E1		Untere Graptolithenschiefer mit Retiolites geinitzianus.	Medina-Sandstein.
	Schiefer mit Arachnophyll diffluens.	Jördensche Schicht.	Unter-Llandovery.						Oneida-Konglomerat.
Untersilur.	Leptaenakalk v. Dalekarlien.	Pent. borealis-Schicht. Raikull'sche Sch. Borkholmsche Sch.	Hirnant-Kalk.	Kalk von Rosau in der Bretagne. Sandst. von May in der Normandie. Damit gleichalterig: Schiefer v. Gembloux in Belgien. Alle mit Orthis Actoniae.	Schiefer von Grand-Glanzy m. Orthis Acton., Strophom. expansa, Cystideen, Korallen in Languedoc u. d. Pyrenäen.	D5	Graptolithenschiefer mit Monogr., Rastrites.	Lederschiefer mit Cystideen	Hudson-River-Schiefer. Utica-Schiefer.
	Oberer Graptolithenschiefer. Brachiopodenschiefer. Schiefer mit Trinucleus Wahlenbergi.	Lyckholmsche Sch. Wesenbergsche Schicht. Kegel- u. Jewesche Schicht.					Orthisschiefer m. O. calligramma Stroph. expansa u. Korallen.		
	Kalke mit Chasmops macrurus. Cystideenkalk.	Brandschiefer. Echinosphäritenkalk.	Caradoc-(Bala) Sandst. u. Tuffe des Snowdon.			D4 D3			
	Mittl. Graptolithenschiefer. Orthocerenkalk: Zone d. Lit. lituus, „ „ Asaph. platyurus, „ „ Ptychop. applanata, „ „ Megalasp. planilimb.	Vaginatenkalk (Endoceren).	Llandeilo-Schiefer mit riesigen Asaphiden.	Calymeneschiefer (Frankreich).	Asaphusschiefer mit Ogygia, Aeglina, Placoparia in Languedoc, Pyrenäen, Sierra Morena.	D2	Manthner Schichten: Thonschiefer m. Kalkeinlagerungen (selten m. Orthoc.).	Dachschiefer u. Griffelschiefer mit Asaphus, Ogygia, Conularia.	Trenton-Gruppe: (Trenton-Kalk, Blackriver-Kalk, Birdseye-Kalk).
	Unterer Graptolithenschiefer mit Didymograptus.	Glaukonitkalk und -sand (Lingula, Obolus, Conodonten).	Llanvirn-Schiefer mit Didymograpt.	Quarzit von Blammont (Belgien).			Grauwacken, Kieselschiefer u. u. Tuffe.	Thuringit-Stufe mit Orthis.	Chazy-Kalkstein (Quebeck Gruppe Canadas)
	Kalk mit Ceratopyge forficula (Obolus-Konglomerat in Dalekarlien).		Arenig-Sandst. u. Konglomerat.	Armorikanischer Sandstein mit Lingula, Asaphus, Phycodes, Kriechspuren.		D1γ		(? Phykodenschiefer).	

Llandeilo, Orthocerenkalk), das Auftreten länglicher Pentameren (P. oblongus, P. estonus) in der Mitte des Silurs (Clintongruppe, Llandovery, Stufe des estonus), die auffallende Übereinstimmung des Wenlock- und Niagarakalkes, sowie der Eurypterusschichten von Newyork und Oesel.

Eruptivgesteine in silurischen Territorien. Mit der im vorhergehenden beschriebenen silurischen Schichtenreihe stehen Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise Diabase, in engster Beziehung.

Die Diabase sind die vulkanischen Gesteine der ältesten geologischen Zeitalter und demnach auch der Silurperiode. Nach ihrem Empordringen aus der Tiefe haben sie sich deckenartig über beträchtliche Strecken des damaligen Meeresbodens ausgebreitet und sind später von jüngeren silurischen Sedimenten bedeckt worden. Als integrierende Teile des silurischen Systems mussten diese Diabaseinlagerungen an allen in späteren Zeiträumen vor sich gehenden Störungen des Schichtenbaues teilnehmen. Mit dem Empordringen der glutflüssigen Diabasmassen gingen Eruptionen von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapillis Hand in Hand. Dieses losen vulkanischen Materiales bemächtigten sich die silurischen Wogen, ebneten es zu ausgedehnten Schichten und vermengten es zum Teil mit ihren eigenen Sedimenten, sowie den Resten ihrer Bewohner. Auf diese Weise entstanden die nicht selten versteinerungsführenden Diabastuffe und Schalsteine, welche in reine Grauwackenschiefer übergehen können, eine Erscheinung, durch welche die Gleichzeitigkeit zahlreicher Diabaseruptionen und gewisser silurischer Ablagerungen außer Zweifel gesetzt wird. Derartige Diabasgesteine spielen in vielen Silurterritorien, so in denen des Vogtlandes, Erzgebirges, Fichtelgebirges, Böhmens und Englands eine nicht unwichtige Rolle. In der silurischen Formation Böhmens treten sie vorzugsweise in Wechsellagerung mit Graptolithenschiefern auf der Grenze zwischen Ober- und Untersilur auf, so dass ihr Ausgehendes um das ganze Bassin der oberen, wesentlich aus Kalk bestehenden Formationsabteilung einen förmlichen Gürtel bildet.

Eine sehr bedeutende Entwickelung haben die Diabase, und zwar namentlich versteinerungführende Diabastuffe in der englischen Silurformation erlangt. Sie wechsellagern dort in größter Regelmäßigkeit und in einer Gesamtmächtigkeit von über 2000 m mit den untersilurischen Schie-

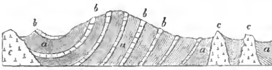


Fig. 197. Profil durch die Gelli Hills (Wales). Nach *Murchison*.
a Untersilurische Schiefer; — *b* Lager von Diabas und Diabastuff; — *c* Gänge und Stöcke von Diabas.

fern und Sandsteinen, während die Eruption anderer gang- und stockförmiger Diabase einer etwas späteren Zeit angehört.

In ganz ähnlicher Weise, wie Diabase, treten auch Quarzporphyre und deren Tuffe (nach Stelzner in Argentinien mit Silurfossilien), sowie Syenitporphyre, z. B. in dem untersten Silur von Böhmen bei Skrey, von Norwegen bei Kristiania, sowie von Nordwales in Wechsellagerung mit Thonschiefern oder dieselben gangförmig durchsetzend auf. Besonders das Silurbecken von Kristiania ist reich an großartigen deckenförmigen Ergüssen und an mit diesen in Zusammenhang stehenden Gängen von Eruptivgesteinen. Ihrer Altersfolge nach sind dies: Quarzporphyre — Augitporphyre — Glimmersyenit, Augitsyenit und Rhombenporphyre — Nephelinsyenit — Hornblendegranit, Syenit, Granitit — Feldspatporphyr — und als jüngste Diabas und Proterobas. Die granitischen und syenitischen Eruptivmassen haben überall, wo sie mit den Schichten der Silurformation in Berührung kamen, eine z. T. höchst intensive Kontaktmetarmorphose derselben bewirkt (s. S. 293), Alaun- und Thonschiefer wurden in Knotenschiefer, Chiastolithschiefer, Hornfelse, — Kalkstein in Marmor mit Wollastonit, Aktinolith, Muscovit, Granat, Vesuvian, Apatit, Titanit u. s. w. verwandelt (vergl. Brögger l. c. S. 244—372).

Die devonische Formation.

(Das devonische System; das Devon).

Litteratur über das Devon Deutschlands.

H. von Dechen. Geol. u. paläont. Übersicht d. Rheinprovinz u. d. Prov. Westfalen. Bonn 1884. S. 27—33 u. S. 73—207.

F. Römer. Das Rheinische Schiefergebirge. Hannover 1844; ferner Z. d. D. geol. Ges. 1855. S. 377; 1856. S. 648; 1875. S. 734.

F. u. G. Sandberger. Beschreibung u. Abbildung der Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—1856. — F. v. Sandberger. Entwickelung der unt. Abt. des Devon. Systems in Nassau. Wiesbaden 1889.

E. Kayser. Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. Z. d. D. geol. Ges. 1870. S. 841; 1871. S. 289 u. 491; 1872. S. 653; 1873. S. 602 u. 755; 1877. S. 407; 1879. S. 54 u. 301; 1881. S. 617; 1883. S. 306; 1889. S. 288. — Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1881. S. 51; 1882. S. 120; 1883. S. 1; 1884. S. 9. — Fauna d. ältesten Devonablagerungen des Harzes. Berlin 1878. — Fauna des Hauptquarzites u. d. Zorger Schiefer. Berlin 1889.

C. Koch. Gliederung der rhein. Unterdevon-Schichten zwischen Taunus u. Westerwald. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1880. S. 190. — Monogr. d. Homalonotus-Arten. Ebend. 1883. Bd. IV. H. 2.

F. Maurer. Der Kalk v. Greifenstein. N. Jahrb. 1884. I. Beil. Bd. S. 1. — Fauna d. Kalke v. Waldgirmes. Darmstadt 1885.

O. Follmann. Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach. Bonn 1882. Diss.
G. Meyer. Der mitteldevonische Kalk von Paffrath. Bonn 1879. Diss.
E. Schulz. Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 1.
F. Frech. Die Cyathoph. u. Zaphrent. d. Deutschen Mitteldevons (u. Gliederung desselben). Paläont. Abh. III. Heft 2. Berlin 1886. — Korallenfauna des Oberdevons. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 21 u. S. 946. — Geologie d. Umg. von Haiger (Nassau). Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1888. S. 1. — Das rheinische Unterdevon u. d. Stellung des Hercyn. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 175. — Vergl. auch dessen: Palaeoz. Schichten v. Cabrières, ebend. 1887. S. 360, sowie: Das Devon d. Ostalpen, ebend. 1888. S. 659.
E. Waldschmidt. Devonschichten d. Geg. v. Wildungen. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 906.
E. Holzapfel. Lagerungsverh. des Devons zwischen Roer- u. Vichtbal. Verh. d. nat. Ver. f. Rheinl.-Westf. 1883. B. XL. S. 397. — Die Goniatiten-Kalke von Adorf. Palaeontogr. IV. 1882.
R. Lepsius. Geologie von Deutschland. I. 1, Stuttgart 1887, S. 23—109.
F. A. Römer. Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzes. Kassel 1850. S. 63; 1855. S. 132 und 152; 1860. S. 159; Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 386.
E. Beyrich. Stringocephalenkalk u. Cypridinenschiefer bei Elbingerode. Z. d. D. geol. Ges. 1868. S. 216 u. 659.
A. von Groddeck. Abriss d. Geognosie des Harzes, 2. Aufl. Clausthal 1883. S. 23 u. 87. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 605; 1876. S. 364.
K. A. Lossen. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 612; 1889. S. 796.
L. Beushausen. Der Oberharzer Spiriferensandstein. Abh. z. geol. Spezial-Karte v. Preuß. Bd. VI. Heft 1. Berlin 1884.
C. W. Gümbel. Geognost. Beschreib. d. Fichtelgebirges etc. Gotha 1879. S. 464 bis 526.
K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preuß. Bd. V. Heft 4. Berlin 1884.
E. Weise u. K. Dalmer. Erl. z. Sekt. Plauen, Ölsnitz, Kirchberg, Planitz, Auerbach u. Treuen d. geol. Spezialkarte v. Sachsen. Leipzig 1884—90.
W. Dames. Über die in d. Umgegend Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Z. d. D. geol. Ges. 1868. S. 469.
F. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. S. 5—39; u. Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 579.
E. Tietze. Über d. devon. Schiefer v. Ebersdorf in d. Grafschaft Glatz. Paläontogr. 1870.

Als devonische Formation bezeichnet man eine stellenweise über 6000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden sandigen, thonigen, sowie kalkigen Gesteinen, welche auf der silurischen Formation aufruhen, von der karbonischen Formation überlagert werden und die Reste der ersten häufigeren Gefäßkryptogamen und Coniferen, ferner solche von Korallen, Crinoiden und Mollusken, sowie von Trilobiten und von bereits zahlreicheren Fischen umschließen. Da in ihr die Coniferen, Farne und Calamiten sowie die Fische zuerst in einiger Mannigfaltigkeit erscheinen, bezeichnet man die devonische Formation als die der ersten Gefäßpflanzen und Fische.

Der **petrographische Charakter** der devonischen Schichtenreihe ist im großen Ganzen ziemlich mannigfaltig und in den einzelnen Entwickelungsgebieten dieser Formation inkonstant. Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, Grauwacken, Thonschiefer und Kalksteine bilden das wichtigste Material des devonischen Systems, innerhalb dessen die drei erstgenannten Gesteine in manchen Gegenden, z. B. Nordamerikas, Englands und Schottlands, eine vor den übrigen bei weitem hervorragende Rolle spielen. Nach diesem ihrem lokalen petrographischen Charakter wurde dort die devonische Formation als Old-red-sandstone bezeichnet. In Westfalen, Rheinpreußen und dem Harze hingegen besteht nur die untere Gruppe aus sandigen Schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten, die mittleren und oberen Etagen hingegen aus Kalksteinen und Thonschiefern. Ganz eigentümlich ist das Auftreten von versteinerungführenden Kalksteinnieren und -linsen zwischen Thonschiefern, so dass erstere fast wie Mandeln in den letzteren erscheinen. Nach ihrer Zerstörung durch die Atmosphärilien erhält das Gestein ein löcheriges Aussehen (Flaserkalk, Kramenzelkalk).

Selten und nur in höchst untergeordneter Weise treten Steinkohle und Anthracit in wenig mächtigen Flötzen und Nestern zwischen der devonischen Schichtenreihe auf. Dahingegen gehören die großartigen unterirdischen Petroleum-Reservoirs im nördlichen Pennsylvanien dem obersten Devon an, indem sich Erdöl, im Verein mit Salzwasser und Kohlenwasserstoffgasen, in Spalten und Hohlräumen des oberdevonischen Sandsteines angesammelt hat*). Flötzartige Einlagerungen von oolithischem, dichtem oder kalkigem Roteisenerz und Brauneisenerz und endlich linsen- und flötzförmige Lagerstätten von Schwefelmetallen sind als Glieder der devonischen Schichtenreihe bekannt. Die großartigste und berühmteste derselben ist die des Rammelsberges bei Goslar**). Sie bildet eine 1200 m lange und bis 20 m mächtige, lagerförmig zusammengruppierte Verbindung kleiner unregelmäßiger Linsen zwischen mitteldevonischen Thonschiefern (siehe Fig. 198) und besteht aus einem sehr festen, kompakten Gemenge von Schwefel-

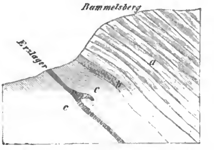


Fig. 198. Profil durch den Rammelsberg bei Goslar.
a Spiriferen-Sandstein; — b Calceola-Schiefer; — c mitteldevonische (Goslarer) Schiefer mit linsenförmigen Erzeinlagerungen; in überkippter Stellung. Nach *Fr. Wimmer*.

*) H. Höfer. Die Petroleum-Industrie Nordamerikas. Wien 1877. III. Abschnitt.
**) Fr. Wimmer. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salin.-Wesen im pr. Staat.

kies, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. In den meisten Fällen einer Eisensteinführung der devonischen Formation steht dieselbe in einer so engen genetischen Beziehung zu gewissen Eruptivgesteinen jener geologischen Periode, dass sie zugleich mit diesen besprochen werden muss.

Über die **architektonischen Verhältnisse** der devonischen Formation gilt dasselbe wie über die des Silurs. Seltener, dann aber in Arealen von großer Ausdehnung, z. B. Nord-New-York, Pennsylvanien und Russland, sind ihre Schichten in der ursprünglich schwebenden Lage geblieben, meist hingegen steil aufgerichtet, gebogen und gebrochen (so im Harz, in der Eifel im Fichtelgebirge), ja vollständig überkippt (Fichtelgebirge, Frankenwald Fig. 191, Harz z. B. bei Goslar Fig. 198), oder keilartig in andere Gesteine hineingetrieben (Karnische Alpen), Lagerungsverhältnisse, welche zum Teil noch durch das Auftreten einer ausgezeichneten transversalen Schieferung verdunkelt und verwischt werden.

Paläontologischer Charakter der devonischen Formation. Beschränkt sich das uns bekannte organische Leben in der Silurzeit fast allein auf das Meer, so erzeugen in der devonischen Periode die Kontinente bereits etwas zahlreichere Organismen, freilich noch immer ausschließlich Pflanzen. Die devonische Flora ist noch sehr formenarm und spärlich. Von den Fucoiden gewinnen manche trotz schlechter Erhaltung durch die Häufigkeit ihrer Individuen Bedeutung, z. B. Haliserites Dechenianus in gewissen Zonen des Rheinischen Unterdevons und Fucoides cauda-galli in den älteren devonischen Sandsteinen von New-York. Die spärliche Landvegetation der Devonzeit offenbart eine sehr große Ähnlichkeit mit der Kulmflora, mit welcher sie nicht nur die meisten Genera, sondern auch einzelne Spezies gemeinsam hat. Die devonischen Landpflanzen gehören den Gefäßkryptogamen und Coniferen, sowie den zwischen beiden Gruppen stehenden Sigillarien an. Neben den Stämmen dieser letzteren ist uns das filzige Wurzelwerk derselben, Stigmaria ficoides Brongn., aus der Devonzeit überliefert. Die Coniferen sind durch Holzreste, Aporoxylon und Dadoxylon (Araucarioxylon), vertreten; von Gefäßkryptogamen sind Calamites nebst Asterophyllites und Annularia, sowie Sphenophyllum, ferner Knorria- und Lepidodendron-Arten, sowie zahlreiche Farne, Cyclopteris, Neuropteris, Sphenopteris und Pecopteris aufgefunden worden. Alle diese Formen wiederholen sich in der karbonischen Formation und werden bei Besprechung dieser genauer abgehandelt werden, — rein devonisch hingegen, wenn auch auf Canada, New-York und Ohio beschränkt, wo es jedoch in außerordentlicher Häufigkeit vorkommt, ja manche Schichten ganz anfüllt, ist das lycopodienähnliche, in seiner Stellung aber noch unsichere Genus Psilophyton Daws.

1877. S. 149. — G. Köhler, ebend. 1882. S. 31 u. 278. — A. Stelzner. Z. d. D. geol. Ges 1881. S. 808. — K. A. Lossen, ebend. 1876. S. 777.

Von Zugehörigen der niedrigsten Ordnung des Tierreiches, den Protozoën, sind uns aus der Devonzeit verhältnismäßig nur sehr spärliche Reste überliefert worden. Eine große Verbreitung muss Receptaculites Neptuni Defr. besessen haben. Dieser scheiben- becher- oder trichterförmige Körper erreicht über 20 cm im Durchmesser und ist auf beiden Seiten mit rhombischen, in exzentrischen Reihen regelmäßig angeordneten Kalkplatten bedeckt, deren je zwei gegenüberstehende durch eine Röhre verbunden sind. Die Korallen sind durch ihre paläozoischen Familien, die Rugosa und Tabulata, reichlich und unter den ersten namentlich durch die Gattung Cyathophyllum vertreten. C. helianthoides Goldf. (Fig. 199[a]) in kreisrunden, flach bikonischen Einzelzellen, und C. latum Ludw. (Fig. 199[b]) in plattenförmigen Stöcken mit polygonalen Kelchen sind weit verbreitet.

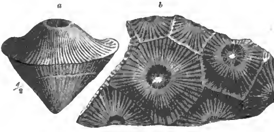


Fig. 199. a Cyathophyllum helianthoides Goldf. b Cyathophyllum latum Ludw.



Fig. 200. Cystiphyllum vesiculosum Goldf.

Auch Cyath. caespitosum, ein gabeliger Stock, ist recht bezeichnend für das Devon. Ein ausgezeichnetes Leitfossil der devonischen Schichten ist Calceola sandalina Lam. (Fig. 201), eine Koralle mit genau schließendem Deckel, welcher durch eine Grube mit dem Septum des Kelches artikuliert. Eine weite Verbreitung im Devon Deutschlands, Spaniens, Englands und Nordamerikas besitzt neben Amplexus, Zaphrentis, Endophyllum das Genus Cystiphyllum und zwar durch die Spezies C. vesiculosum Goldf. (Fig. 200), welche sich durch ihre fast zylindrische Gestalt und die Ausfüllung des Kelches durch blasiges Gewebe charakterisiert. Von den Tabulaten sind durch ihre Häufigkeit wichtig Favosites polymorphus Goldf. mit walzenrunden, dicht an einander gedrängten, durch reihenständige Poren verbundenen Röhrenzellen, ferner das immer nur als Steinkern erhaltene Pleurodictyum problematicum Goldf. (Fig. 202) und endlich Alveolites suborbicularis Lam., dessen Polypenstöcke andere Körper



Fig 201. Calceola sandalina Lam.

lagenförmig überwuchern. Halysites catenularia, die charakteristische Kettenkoralle des Silurs, fehlt im Devon vollständig, Aulopora repens E. und H. (Fig. 203), welche sich kriechend auf anderen Korallen ausbreitet, ist be-

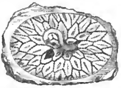


Fig. 202. Pleurodictyum problematicum Goldf.



Fig. 203. Aulopora repens E. u. H.

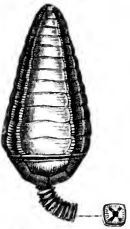


Fig. 204. Cupressocrinus crassus Goldf. Kelch mit Armen und Säulengliedern.

sonders in Deutschland häufig. Die hauptsächlichsten Riffbildner der Devonzeit sind die Favositiden (Böhmen, Alpen) und die Stromatoporiden (Eifel). Der Mangel an Graptolithen ist im Gegensatze zu deren massenhaftem Auftreten im Silur ein charakteristisches negatives Kennzeichen des Devons. Eine alleindastehende Ausnahme bilden die Graptolithen im Unterdevon (?) des Harzes.

Die Echinodermen werden im devonischen Zeitalter fast ausschließlich durch Crinoiden und zwar durch eigentliche, mit großen Armen versehene Crinoiden (ca. 230 Arten) vertreten, als deren wichtigste devonische Geschlechter und zwar vorzugsweise in dem Kalke der Eifel vorkommend, Cupressocrinus (Fig. 204), Ctenocrinus und Haplocrinus (Fig. 205), im Oberdevon Melocrinus und Hexacrinus gelten können.

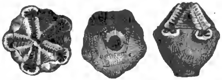


Fig. 205. Haplocrinus mespiliformis Röm. Von unten, von der Seite und von oben. Sehr stark vergrößert.

Sehr häufig sind im Devon vieler Gegenden die äußeren Abdrücke der Crinoiden-Säulenglieder, sowie die innere Ausfüllung des Nahrungskanales der Säule und des scheibenförmigen Zwischenraumes zwischen je zwei Gliedern, Steinkerne, welche früher als Schraubensteine bezeichnet wurden. Die Blastoideen, welche in der nächst jüngeren Formation zu

einer so großen Entwickelung gelangen, sind im Devon nur vereinzelt zu finden (Pentremites), während die Cystideen, im Silur so gewöhnlich, bis auf wenige Formen (z. B. Agelacrinus Rhenanus Röm.) verschwunden sind.

Asteroideen von ansehnlicher Größe kennt man aus den Dachschiefern von Birkenfeld, Niederlahnstein u. a. O. (Aspidosoma, Archasterias, Helianthaster), sowie aus Nordamerika (Palaeaster).

Unter den Mollusken herrschen noch immer, wenn auch nicht in so auffälliger Weise wie im Silur, Brachiopoden und Cephalopoden im Verhältnisse zu den Zweischalern und Gastropoden stark vor. Erstere stehen mit fast 1400 Arten noch immer auf der Höhe ihrer Entwickelung. Namentlich liefert die Gattung Spirifer, obwohl bei weitem nicht ausschießlich devonisch, viele für die Schichten dieser Periode charakteristische Formen und zwar langflügelige, in die Breite gezogene Arten; so Spirifer speciosus Phil. im mittleren Devon, — Spir. disjunctus Sow. (Verneuili Murch.) Fig. 206) außerordentlich bezeichnend für die obere Abteilung des Devons und in Deutschland, Russland, Belgien, Frankreich,



Fig. 206. Spirifer disjunctus Sow.



Fig. 207. Spirifer paradoxus Qu.

England und Nordamerika verbreitet, — endlich Spir. paradoxus Qu. (Fig. 207) aus dem unteren Devon. und Spirifer cultrijugatus F. Röm.

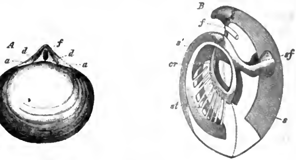


Fig. 208. Stringocephalus Burtini Dfr.
A von oben gesehen; a = Area, — f = Schnabelloch, — d = Deltidium. — B Innenansicht. f = Schnabelloch, — s u. s' = Mittelsepta, — cr = Schleife, — st = Fortsätze derselben, — sf = gabeliger Schlossfortsatz.

aus dem Unter- und Mitteldevon. Ein ausschließlich devonisches Brachiopoden-Geschlecht ist Stringocephalus, dessen einzige bekannte Art St. Burtini Defr. (Fig. 208) zu den größten Brachiopoden gehört. Mit

dieser Art gemeinschaftlich, und wie sie auf das mittlere Devon beschränkt, tritt Uncites gryphus Defr. auf. Sehr bezeichnend sind ferner Athyris concentrica M'Coy (Fig. 210), Orthis tetragona F. Röm., Streptorhynchus umbraculum Schl. (Fig. 209) und Orthis striatula Schloth.,



Fig. 209. Streptorhynchus umbraculum Schl.

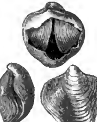


Fig. 210. Athyris concentrica M'Coy.



Fig. 211. Megalodon cucullatus Sow. Beide Schalen von vorn.



Fig. 212. Macrochilus arculatum Schloth.



Fig. 213. Murchisonia bigranulosa.

sowie Rhynchonella parallelepipeda Bronn, Rhynchonella pugnus Sow. und Rhynch. cuboides Sow., endlich Pentamerus galeatus Dalm. Von den verhältnismäßig schwach vertretenen Zweischalern sind die Gattungen Nucula, Cucullella, Grammysia, Pterinea und Gosseletia in den untersten devonischen Grauwacken und Sandsteinen, Lucina, Conocardium, Allorisma und Megalodon (Fig. 211) hingegen in den mitteldevonischen Kalksteinen häufig.

Die Pteropoden werden durch riesige Conularien, sowie durch Tentaculiten vertreten, die Gastropoden vorzugsweise durch Euomphalus (Fig. 214), Pleurotomaria, Macrochilus (Fig. 212), Murchisonia (Fig. 213), Bellerophon und Dentalium.

Die Cephalopoden weisen ebenso wie im Silur, so auch im Devon in den Geschlechtern Cyrtoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, noch mehr aber Orthoceras, zahlreiche Repräsentanten der Nautileen auf. Neue Erscheinungen hingegen sind die ersten Vertreter der Ammoneen.



Fig. 214. Euomphalus (Coelocentrus) Goldfussi d'Arch.



Fig. 215. Clymenia undulata Münster. Der Querschnitt zeigt die interne Lage des Sipho.



Fig. 216. Goniatites (Tornoceras) simplex v. B. — s' = Schale, — s = Septa.

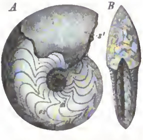


Fig. 217. Goniatites (Manticoceras) intumescens Beyr. A von der Seite, — B von vorn.



Fig. 218. Phacops latifrons Bronn.



Fig. 219. Homalonotus armatus Burm.



Fig. 220. Cypridina (Entomis) serrato-striata Sandb. (Natürliche Größe und stark vergrößert.)

die Clymenien und Goniatiten. Von diesen ist ausschließlich devonisch und zwar auf die obere Abteilung dieser Formation beschränkt die Familie der Clymenien (Fig. 215), mit internem Sipho, deren zahlreiche und in sehr

häufigen Individuen verbreitete Arten, z. B. Clym. laevigata Münst., Clym. undulata Münst., Clym. angustiseptata Münst., Clym. striata Münst. u. a. treffliche Leitfossilien des obersten Devons bilden. In dem nämlichen Horizonte erreichen die in verschiedene Gattungen zerfallenden **Goniatiten** mit Aphyllites subnautilinus Schl., Tornoceras simplex Buch (Fig. 216), Manti-

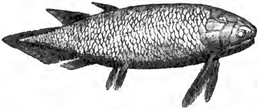


Fig. 221.

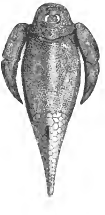




Fig. 223.

Fig. 222.

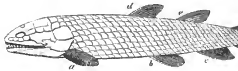


Fig. 224.

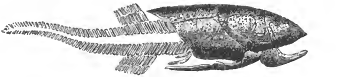


Fig. 225.

Restaurierte devonische Fische.

Fig. 221. Holoptychius nobilissimus Agass.
Fig. 222. Pterichthys cornutus Pand.
Fig. 223. Cephalaspis Lyelli Agass.
Fig. 224. Osteolepis macrolepidotus Val.
Fig. 225. Coccosteus decipiens Agass.

coceras intumescens Beyr. (Fig. 217), Beloceras multilobatum Beyr. ihre Hauptentwickelung.

Die devonischen Vertreter der Crustaceen sind **Cypridinen** (Schalenkrebse), **Eurypteriden** und **Trilobiten**. Letztere besitzen bei weitem nicht mehr die Mannigfaltigkeit (etwa 300 Arten), durch welche sie der silurischen

Fauna (gegen 1600 Arten) ein so eigentümliches Gepräge verliehen, vielmehr deutet das Erlöschen der großen Mehrzahl ihrer Geschlechter auf den nahen Untergang der ganzen Familie hin. welche im Devon namentlich auf Phacops (mit dem weit verbreiteten und charakteristischen Ph. latifrons Bronn (Fig. 218), Cryphaeus, Dalmanites, Homalonotus (Fig. 219), Proetus, Harpes, Cheirurus, Bronteus und einige andere, weniger wichtige Gattungen beschränkt ist. Die bohnenförmigen, fast mikroskopisch kleinen Schalen der Cypridina (Entomis, Fig. 220) bedecken in zahlloser Menge die Flächen der nach ihnen benannten oberdevonischen Schichten.

Die Wirbeltiere blieben auch während der devonischen Periode einzig und allein auf ihre niedrigsten Vertreter, die Fische, beschränkt, welche sich durch eine ungemeine Entwickelung (gegen 100 Arten) der Crossopterygier und Placodermen (Panzerfische) auszeichnen. Erstere, heterocerkale Ganoidfische mit quastenförmigen Bauch- und Brustflossen, diese mit beschuppter Achse, sind namentlich durch Osteolepis (Fig. 224) und Holoptychius (Fig. 221) vertreten. Bei den Placodermen ist Kopf und Rumpf von einem vollkommenen Panzer großer Knochenplatten bedeckt: zu ihnen gehören Pterichthys (Fig. 222), Coccosteus (Fig. 225) Cephalaspis (Fig. 223). Ferner weist das Vorkommen von Flossenstacheln darauf hin, dass die devonischen Gewässer, ähnlich wie es in der spätesten Silurzeit der Fall war, auch von haiartigen Knorpelfischen belebt waren.

Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe. Fast überall, wo die Devonformation zu einer vollständigeren Entwickelung gelangt ist, lässt sich in ihr ein mehrfacher Wechsel ihres paläontologischen Charakters wahrnehmen, demzufolge die devonische Schichtenreihe ganz allgemein in drei durch den verschiedenartigen Habitus ihrer Faunen von einander abweichende Abteilungen zerfällt.

III. Das Oberdevon, aus Schiefern, Kalksteinen, Sandsteinen und Flaserkalken zusammengesetzt, ist der Horizont, in welchem die Clymenien und Goniatiten ihre Hauptentwickelung erreichen; außerdem treten als charakteristische Leitfossilien Spirifer disjunctus (Verneuili), ferner Cypridinen in zahlloser Menge auf.

II. Das Mitteldevon, vorwaltend aus Kalksteinen, Mergeln und Mergelschiefern bestehend, besitzt eine Fauna, welche namentlich von Korallen (Calamopora, Cyathophyllum, Calceola, Aulopora), Brachiopoden (Stringocephalus, Uncites, Spirifer speciosus) und Gastropoden (Murchisonia, Macrochilus) gebildet wird, zu denen sich Cupressocrinus, Megalodon, Cyrtoceras, Bronteus, namentlich aber Phacops latifrons gesellen.

I. Das Unterdevon, ein Schichtenkomplex von vorwaltenden Sandsteinen, Quarziten, sandigen Schiefern, Grauwacken und Konglomeraten,

wird charakterisiert durch seinen Reichtum an Resten von Spirifer macropterus und Spir. mucronatus, durch Homalonotus-Arten, durch die Steinkerne von Pleurodictyum problematicum und durch mehrere Pterinea-Spezies.

Außer diesem, vornehmlich am Rhein und in Belgien verbreiteten Unterdevon gehören hierher verschiedenartige kalkige Bildungen, welche man früher als Etage F², G und H und deren Äquivalente dem Silur zurechnete. Dieselben enthalten eine silurisch-devonische Mischfauna, an welcher sich von Trilobiten Dalmanites, Cryphaeus, Phacops, Bronteus, Proetus, Harpes, von Gastropoden namentlich Capuliden und Tentaculiten, ferner Brachiopoden, namentlich aber auch Goniatiten in reicher Entwickelung, endlich Panzerfische beteiligen. Besonders in der Führung der beiden letztgenannten Typen spricht sich der devonische Charakter dieser Ablagerungen aus, welche man nun, und zwar zunächst im Harze (Beyrich, Lossen, Kayser), als fossilreiche Kalkfazies des sandig entwickelten rheinisch-belgischen Unterdevons, z. T. sogar des Mitteldevons erkannte und nach dem Ausgangspunkte dieser Erkenntnis als »hercynische Faziesbildungen« desselben bezeichnete*). Ihr paläontologischer Charakter ist ein sehr abwechslungsreicher, indem sie als Korallenkalke (Konieprus, Karnische Alpen, Erbray), als Goniatitenschiefer (Karnische Alpen), als korallenarme Brachiopodenkalke mit Trilobiten und Capuliden (in den Wieder Schiefern), als Crinoidenkalke mit zahlreichen Brachiopoden und Trilobiten (Greifenstein) entwickelt sind.

Old-red-sandstone-Fazies. In einigen Landstrichen, namentlich in Süd-Wales, in Schottland und auf den Orkney-Inseln hat die devonische Schichtengruppe eine von der beschriebenen typischen abweichende Ausbildung erfahren**). Dort erscheint dieselbe, der Old-red-sandstone, der Hauptsache nach als eine etwa 4000 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinbildung, welcher eine braunrote, von einer Eisenoxydbeimengung herrührende Färbung eigentümlich ist. Ihr paläontologischer Charakter weicht von dem eben besprochenen dadurch so vollständig ab, dass sie nur selten Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten führt, dagegen zum Teil reich an Resten von Landpflanzen, namentlich aber von Ganoid- und Panzerfischen, so von Osteolepis, Holoptychius, Cephalaspis, Coccosteus, Asterolepis und Pterichthys ist, welche in der normalen devonischen Schichtenreihe nur ausnahmsweise oder sparsam vorkommen (so z. B. im Devon der Eifel)***).

*) Vollständigste Übersicht der Hercyn-Litteratur in: Barrois. Calcaire d'Erbray. Mém. Soc. géol. du Nord. 1889. — Seitdem ist erschienen: F. Frech. Das rhein. Unterdevon u. die Stellung des Hercyn. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 175.

**) A. Geikie. On the Old red sandstone of western Europe. Transact. R. Soc. of Edinburgh. Bd. XXVIII. 1878.

***) E. Beyrich. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 751. — A. v. Könen. Abh. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. Bd. XXX. 1883.

Übrigens beweist, ganz abgesehen von gewissen Analogieen zwischen dem Old-red-sandstone Englands und der devonischen Schichtenreihe Russlands und Nordamerikas, die Lagerung des Old-red-sandstone zwischen Silur und Karbon, dass derselbe eine Äquivalentbildung, eine lokale Fazies der Devonformation vorstellt, welche wahrscheinlich in großen Inlandseen oder ausgesüßten Meeresbuchten abgelagert worden ist.

Die geographische Verbreitung der Devonformation. Die devonische Formation ist in Europa, Amerika, Afrika und Asien nachgewiesen. Das ausgedehnteste devonische Territorium Deutschlands ist das rheinische Schiefergebirge. Es umfasst einen großen Teil Rheinpreußens, Westfalens, Nassaus und erstreckt sich nach Belgien hinein. Das Unterdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge durch eine Schichtenfolge von Grauwacken, Sandsteinen, Quarziten und Thonschiefern gebildet und besitzt in faunistischer wie petrographischer Hinsicht eine auffällige Gleichförmigkeit. Die wichtigsten Faziesbildungen innerhalb desselben sind Spiriferen- und Chonetenschiefer, Chondritenschiefer, Ctenocrinusbänke, Pterinäensandsteine, Nuculidenbänke, Porphyroidschiefer mit Limoptera. Etwas verschieden von dieser Schichtenreihe sind die im tieferen Meere abgelagerten Hunsrückschiefer mit einer abweichenden Fauna von Trilobiten, Crinoideen, Asterien, Orthoceratiten, Goniatiten und Panzerfischen.

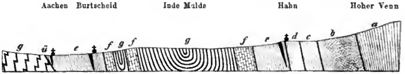


Fig. 226. Profil von Aachen nach dem hohen Venn. Nach *Holzapfel.*
a Thonschiefer und Quarzite (Kambrium); — *b* Konglomerate und Schiefer des Unterdevons; — *c* Rote Vichter Schichten (Unter- oder Mitteldevon); — *d* Stringocephalenkalk; — *e* Oberdevon; — *f* Kohlenkalk; — *g* produktive Steinkohlenformation; — *ü* Überschiebung.

Das Mitteldevon besteht auf der linken Rheinseite aus Kalksteinen, Mergeln und Dolomiten, dem Eifeler Kalke. Derselbe bildet in der Eifel

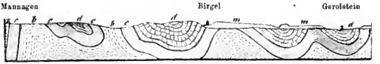


Fig. 227. Profil der Eifel.
b Unterdevonische Grauwacke; *d* Eifeler Kalk;
c Schiefer und Sandstein; *m* bunter Sandstein.

sechs größere und drei kleinere elliptische Partieen, welche der Grauwacke muldenförmig ein- und aufgelagert sind (siehe Profil, Fig. 227). In dieser mitteldevonischen Schichtenreihe lassen sich 2 Niveaus, die Calceola-

Kalke und -Mergel (an deren Basis als Übergangsstufe zum Unterdevon Kalke und Roteisenstein mit Spirifer cultrijugatus auftreten) und die Kalke mit Stringocephalus Burtini (Paffrather Kalke) unterscheiden. Der Eifeler Kalk ist sehr reich an Korallen, Crinoideen und Brachiopoden. Auch bei Aachen und in Belgien (z. B. bei Givet und Couvin) sind dieselben Schichten entwickelt und den übrigen devonischen Gebilden regelmäßig zwischengelagert (siehe Profil, Fig. 226). Auf der rechten Rheinseite ist das Mitteldevon im ganzen ähnlich entwickelt, doch bildet die Häufigkeit von Diabasen und Schalsteinen einen bemerkenswerten Gegensatz zur Eifel, wo dieselben gänzlich fehlen. In der Gegend zwischen Sieg und Lenne treten statt der Calceola- und z. T. auch der Stringocephalen-Kalke sandige Schiefer (die Lenneschiefer von Dechen's) auf. Ganz typisch hingegen sind die Stringocephalen- (Paffrather) Kalke bei Bensberg, Elberfeld, Schwelm, Iserlohn, Diez, Villmar u. s. w. ausgebildet. Als pelagische Fazies der litoralen Mitteldevon-Ablagerungen (des Calceola- und Stringocephalenkalkes) stellen sich namentlich im Dillenburgischen und im Ruppachthale dunkle Thonschiefer und Dachschiefer ein, welche verkieste Goniatiten, Orthoceren und Bactriten führen (Wissenbacher Schiefer). Nach Kayser gliedern sich dieselben in 2 Stufen, eine untere mit Goniatites (Anarcestes) subnautilinus, Gon. (Mimoceras) compressus, Orthoceras triangulare, und eine obere mit Gon. (Aphyllites) occultus und Dannenbergi, Bactrites carinatus u. a.

Das Oberdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge vorzugsweise vertreten durch bunte Kramenzelkalke, durch Kalke und Thonschiefer mit Goniatiten (Goniatiten-Schiefer von Büdesheim), nebst Cypridinen-Schiefern. Nur lokal sind entwickelt Korallenriffe (Dillgebiet), dolomitische Mergel mit Rhynch. cuboides und Sandsteine oder olivengrüne Schiefer mit Spirifer disjunctus (=Verneuili; Verneuili-Schichten). Letzteres ist namentlich in der Gegend von Aachen der Fall, von wo aus sie sich nach Belgien verbreiten. In allen diesen, wie in anderen Distrikten lassen sich zwei Faunen, also zwei Horizonte des Oberdevons unterscheiden, deren unterer sich durch das Auftreten primordialer Goniatiten (Goniatites = Manticoceras intumescens) und das Fehlen der Clymenien auszeichnet (Goniatiten-Schichten), während der obere reich an Clymenien ist, zu denen sich zugleich typische neue Goniatiten (Parodoceras, Brancoceras) gesellen (Clymenien-Schichten).

Zur ausführlicheren Erläuterung des rheinischen Devons möge folgendes Profil dienen:

III. Oberdevon der Eifel (nach E. Kayser).

2. **Cypridinen-Schiefer** als oberstes Glied der Büdesheimer Mulde, mit Cyprid. serrato-striata und Posidonomya venusta.
1. **Intumescens-Stufe. Goniatiten-Schiefer,** grünlichgraue Mergelschiefer mit Goniatites simplex, G. intumescens, Orthoceras subflexuosum, Bactrites

gracilis, Cardiola retrostriata, Cypridina serrato-striata; zu unterst: Cuboides-Schichten, Knoten- und Kramenzelkalke, dolomitische Mergel und dünnplattige Kalke (Büdesheim). Die Mergel mit Camarophoria formosa, Spirifer Vernauili, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Rhynchonella cuboides, Productus subaculeatus, Goniatites intumescens.

II. Mitteldevon der Eifel (nach E. Kayser).

2. **Stringocephalen-Kalke**, reine, dichte Kalksteine, bis 400 m mächtig (hei Pelm, Blankenheim, Sötenich), mit Stringocephalus Burtini, Uncites gryphus, Macrochilus arculatum, Murchisonia hilineata, Megalodon cucullatum. — Zu unterst die Crinoidan-Schicht, eine lockere, bis 40 m mächtige, aus Stielgliedern von Crinoideen, Korallen, Brachiopoden und Bryozoen-Resten hestehenda Schicht mit Cupressocrinus, Poteriocrinus, Melocrinus, Rhodocrinus u. s. w.; auch Calceola sandalina ist noch recht häufig. (Aufgeschlossen hei Nollenhach, Bärendorf, Kerpen, am Sonnenherg bei Palm.)

1. **Calceola-Schichten**, Mergelkalke; mit Calceola sandalina, Cyathophyllum hellanthoides, Cystiphyllum vesiculosum, Heliolites porosa, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Spirifer speciosus, Straptorhynchus umhraculum, Pentamerus galeatus u. a. Namentlich ist der oherste Horizont versteinerungsreich, wo sich zu den vorhandenen neu hinzugesellen: Retzia ferita, Retzia lens, Spirifer alegans, Productus suhaculeatus, Zaphrentis Noeggerathi. — Zu unterst die Stufe des Spirifer cultrijugatus, unraine, zum Teil eisenschüssiga Kalksteina, Eisenarze und Grauwacken (z. B. am Prümbachthale hei Elwerath, ferner hei Nohn, Ahhütte u. a.) mit Spirifer cultrijugatus, Rhynchonella Orbignyana.

I. Rheinisches Unterdevon (nach F. Frech).

4. **Die obere Coblenzstufe:**

c. Obarste Cohlenzschichtan, Schiefer, Rotelsensteine. Übergangsschichten zum Mitteldevon mit Spir. speciosus, Orthis striatula, Pentamerus Heherti, Orthis dorsoplana und Centronella (z. B. hei Halger, Diez am Ruppachthal).

b. Obere Cohlcnzschichten, Grauwacken und z. T. kalkhaltige Schiefer, oft mit raicher Fauna, z. B. Spir. curvatus, Spir. macropterus (paradoxus), Atrypa reticularis, Chonetes dilatata, Pterinaea fasciculata, Ctenocrinus, Homalonotus suharmatus. Chondritenschiefer (Coblenz, Daleiden, Ems).

a. Cohlenzquarzit, weiße, plattige Quarzite mit Spir. auriculatus, Pterinea laevis, Homalonotus gigas (Coblenz, Ems, Lahnstein, Dillenhurg, Selters).

3. **Die untere Coblenzstufe:**

b. Untera Coblenzschichten, Grauwacken mit Strophomena laticosta, Orthis circularis, Spir. dunensis und macropterus, Homal. armatus und crassicauda, Pleurodictyum prohlematicum. (Stadtfeld in der Eifel, Vallendar hei Cohlenz). Haliseriten- (= Tang-) Schiefer. Nuculidenbänke hei Ehrenhreitenstein. — Zu oberst die Schichten von Zenscheid (Eifel).

a. Untersta Cohlanzschichten, Porphyroidschiefer von Nassau (Singhofen), mit vorwaltenden Zweischalern, namentlich Limoptera bifida, Solen u. a.

2. **Hunsrückschiefer und Taunusquarzit. Siegener Grauwacke.**

b. Hunsrückschiefer, dunkle Thonschiefer und Dachschiefer mit Phacops Ferdinandi, Dalmanites rhenanus, Homalonotus planus, Asterien (Caub, Gemünden, Bundenbach).

a. Taunusquarzit, weiße Quarzite des Taunus, Hunsrück, Hoben Venn mit Spirifer primaevus, Rensselaeria crassicosta.

Beide werden im Siegerlande, Ahrthal, unterhalb Andernach vertreten durch die Siegener Grauwacke, diese mit wesentlich übereinstimmender Fauna.

1. **Taunusschiefer.** Beginnend mit Konglomeraten, dann phyllitische Schiefer und Sandsteine; versteinerungsarm, Spir. Mercuri, Grammysia.

In der Entwickelung des Devons im Harze zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung mit den rheinischen und insbesondere mit den nassauischen gleichalterigen Bildungen. Im Unterharz gliedert sich dasselbe wie folgt:

III. Oberdevon.

Iberger Kalk u. Spirifer disjunctus-Schichten, in ersterem viele Höhlen, z. B. Herrmanns-, Baumanns- u. Bielshöhle, — Schalstein, — Cypridinen-Schiefer.

II. Mitteldevon.

5. Stringocephalenkalk mit Eisensteineinlagerungen.
4. Elbingeröder Grauwacke.
3. Zorger Schiefer mit Einschaltungen dichter oder körniger Diabase.
2. Hauptkieselschiefer, vorwaltend schwarze, knauerige, mit Quarzadern durchflochtene Kieselschiefer, mit Zwischenlagen von Thonschiefern.
1. Oberer Wieder-Schiefer mit spärlichen, geringmächtigen Kalkeinlagerungen mit ärmlicher Fauna (Orthoceras triangulare) bei Güntersberge, Hüttenrode, Neuwerk, Büchenberg. Nach oben hin häufig mit Einschaltungen von dichtem, selten von körnigem Diabas.

I. Unterdevon.

3. Haupt-Quarzit, in der Elbingeröder Mulde mit Brachiopoden der rheinischen Ober-Coblenzstufe.
2. Unterer Wieder-Schiefer, zu oberst mit einzeiligen Graptolithen (Klausberg, Schiebeckgrund, Harzgerode, Thale, Sorge). Im tieferen Niveau mit Landpflanzen führenden Grauwacken (Wolfsberg, Stolberg), sowie mit linsenförmigen Kalksteineinlagerungen, diese bei Mägdesprung, Harzgerode, Hasselfelde, Wieda, Zorge, Ilsenburg mit »hercynischer« Fauna (Dalmanites, Cryphaeus, Phacops, Bronteus, Acidaspis, Orthoceras, Goniatites u. zwar Anarcestes, Pentamerus galeatus, Atrypa reticularis, Chonetes, Capulus, Chaetetes, Pleurodictyum u. a.).
1. Tanner Grauwacke mit kulmähnlicher Flora.

Auf dem Oberharz tritt die devonische Formation in drei isolierten Partieen zu Tage, und zwar 1. zwischen Ocker und Innerste am Nordrande des Gebirges, 2. in Verbindung mit ausgedehnten Lagern von Diabas am sogenannten Grünsteinzuge in Gestalt einer schmalen Zone zwischen Osterode und Harzburg, 3. am Iberge, der sich wie eine Insel mitten aus den Kulmschichten erhebt. Die Kenntnis und Gliederung des oberharzer Devons

verdanken wir wesentlich F. A. Römer. Der Hauptvertreter des Unterdevons ist hier der Spiriferen-Sandstein (Kahleberger Quarzitsandstein; Ober-Coblenzstufe). Er setzt fast ausschließlich die Berge zwischen Ocker, Goslar, Bockswiese und Oberschulenberg (z. B. den Rammelsberg und Kahleberg) zusammen. An den Spiriferen-Sandstein schließen sich Calceola-Schichten eng an. Es sind dunkelgraublaue, kalkige Thonschiefer mit Calceola sandalina, Cupressocrinus urogalli, Spirifer speciosus, Phacops latifrons (Schalker Thal, Auerhahn, Bocksberg, Rammelsberg). Infolge einer vollständigen Überkippung der dortigen Schichtenkomplexe unterteufen die Calceola-Schiefer stellenweise die Spiriferen-Sandsteine (Fig. 198). Dann folgt der durch die Grube Weinschenke bei Buntenbock und am Polsterberge aufgeschlossene Stringocephalen-Kalk mit Orthoceras lineare, Bronteus signatus, Stringocephalus Burtini. Er ist mit Roteisenstein-, Brauneisenstein- und Magneteisensteinlagerstätten sowie mit Diabastuffen (Blattersteinen) vergesellschaftet. Auf die Calceola-Schichten folgen die Wissenbacher oder Goslarer Schiefer z. B. mit Bactrites carinatus, Goniatites Jugleri, und Gon. (Aphyllites) occultus, welche in weiter Verbreitung zwischen Goslar, Langelsheim und dem Winterberge aufgeschlossen sind. Das Oberdevon ist durch schwarze Kalke mit Gon. intumescens und Cardiola retrostriata (Altenau), Kramenzelkalk mit Clymenien (Rhomker Halle) und Cypridinenschiefer (Lautenthal) vertreten. Der Intumescens-Stufe gehört auch der Korallenkalk des Iberges und Winterberges bei Grund an, welcher nach allen Richtungen von Eisensteinlagerstätten durchschwärmt wird und außerordentlich reich an organischen Resten, so an Terebratula elongata, Rhynchonella pugnus, Rhynch. cuboides, Goniatites intumescens, Spirifer simplex, Conocardium trapezoidale, Phillipsastraea, Cyathophyllum u. s. w. ist.

Eine beträchtliche Verbreitung gewinnt das Devon im südöstlichen Thüringen, im Vogtlande und im Fichtelgebirge (vergl. Fig. 194). Im Thüringer Walde und im Fichtelgebirge gliedert sich dasselbe nach Gümbel und Liebe wie folgt:

III. Oberdevon.

Cypridinenschiefer, Grauwackensandstein mit Pflanzenresten (Calamites, Farne, Lepidodendron, Stigmaria, Aporoxylon), Clymenien- und Orthoceratiten-Kalke mit Clymenien, Gon. intumescens, Orthoceras interruptum. Im Oberdevon Ostthüringens lassen sich nach Liebe 3 durch Tentaculiten-Thonschiefer getrennte Knotenkalkstufen unterscheiden, deren 2 untere sich als Goniatiten-Kalke, deren oberer sich als Clymenien-Kalk kennzeichnen.

II. Mitteldevon.

Diabastuffe und Breccien-Schalsteine, Schiefer, tuffige Sandsteine; mit Nestern und Knollen von Kalkstein. Im sächsischen Vogtlande mit den versteinerungsreichen Diabastuffen von Planschwitz und den Korallenkalken der Umgegend von Plauen (Fauna des Stringocephalenkalkes).

I. Unterdevon.

Tentaculitenschiefer und -Knollenkalke; Nereïtenschiefer mit Einlagerungen von Quarziten und tuffigen Grauwacken, erstere mit Laufspuren von Anneliden u. dergl. (= Nereïten), die Quarzite bei Steinach mit Spirifer macropterus, Atrypa reticularis, Strophomena depressa, Pleurodictyum problematicum. Diskordant auf dem Obersilur (S. 416).

An die Phyllite der nordwestlichen Peripherie des sächsischen Granulitgebirges legt sich eine 5 Meilen lange Zone von oberdevonischen Dachschiefern, Schalsteinschiefern, Quarz-Keratophyren und Porphyroiden an (Altenmörbitz, Lastau). In Schlesien treten bei Freiburg und bei Kunzendorf zwei isolierte Kalkmassen aus dem Gebiete der Kulmformation hervor, welche u. a. Spirifer disjunctus, Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboides, Receptaculites Neptuni, Aulopora repens führen (= Iberger Kalk). Bei Ebersdorf in der Grafschaft Glatz sind Clymenien-Kalke nachgewiesen worden. In Österreichisch-Schlesien und Mähren bilden die Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Devons eine bis über 3 Meilen breite und etwa $7\,{}^1/_2$ Meilen lange Zone, welche sich von Zuckmantel in südlicher Richtung bis Sternberg in Mähren erstreckt.

Das Devon Belgiens steht mit demjenigen der Rheinprovinz in direktem Zusammenhange und stimmt, wie die Übersichtstabelle auf S. 441 zeigt, vollständig mit demselben überein.

Gleiches gilt von dem Devon Britanniens in Cornwall und Süd-Devonshire. Die für dessen Stufen von den Engländern angewandten Bezeichnungen ließen sich ebensogut durch die deutschen Namen ersetzen. Im oberen Mitteldevon finden sich zahlreiche Diabase, Schalsteine und Korallriffe, welche letztere sich auch neben den Goniatiten- und Clymenienschichten des Oberdevon wiederholen. In Nord-Devonshire fehlen Kalke fast vollkommen, vielmehr besteht das ganze, sehr regelmäßig gelagerte Devon aus Sandsteinen, Quarziten, Grauwacken mit untergeordneten Schiefern, welche jedoch die bezeichnenden Leitfossilien enthalten. Es sind dies offenbar litorale Bildungen eines flachen Meeres. Unmittelbar nördlich davon (in Wales) beginnt das Gebiet des in Landseen abgelagerten Old red sandstone (S. 433). Derselbe ist außerdem in Schottland, auf den Orkney- und Shetlands-Inseln entwickelt. Seine obere Stufe führt Holoptychius, Pterichthys, Asterolepis, — seine untere Coccosteus, Osteolepis, Dipterus, Cephalaspis (S. 431 u. 432).

In Russland treten devonische Schichten (und zwar ausschließlich Mittel- und Oberdevon) auf dem enormen Flächenraume von etwa 7000 Quadratmeilen, und zwar in drei Zonen zu Tage, deren eine sich von Kurland in nordöstlicher Richtung bis Archangel erstreckt, während die zweite von Kurland südöstlich bis über Tula hinaus verläuft, während die dritte am Aufbau der Westflanke des Uralgebirges teilnimmt. Im Ostsee-Gebiete fin-

den sich die beiden sonst getrennten Fazies der devonischen Schichtenreihe vereint, indem rote Sandsteine, reich an Resten von Fischen, z. B. von Holoptychius, Asterolepis, Coccosteus, mit Mergelschiefern, welche die Brachiopoden, Cephalopoden und Korallen des echt marinen Mittel- und Oberdevons führen, wechsellagern. Diese noch fast horizontale Schichtenreihe lagert diskordant auf dem Obersilur und wird ganz regelmäßig von der karbonischen Formation überlagert. Auch innerhalb der zentral- und nordrussischen Devongebiete fehlt das Unterdevon, zugleich aber weicht die Fauna des Mitteldevons stark von der westeuropäischen ab. Dahingegen stellt sich in der uralischen Zone wieder eine größere Übereinstimmung mit letzterer ein (Tschernyschew, Wenjukoff).

Auch in Nordamerika, und zwar namentlich in dessen Osten, hat das Devon eine weite Verbreitung. Abgelagert innerhalb der flach-trogförmigen Mulde von Silurschichten, deren östlicher Flügel in den Alleghanies, deren nördlicher und westlicher Rand in den flachen Bodenerhebungen von Nord-New-York, Ohio, Kentucky und Tennessee zu Tage tritt, also fast rings umgeben von der in konzentrischen Zonen ausgehenden silurischen Formation, — und wiederum selbst zum Teil überlagert von dem karbonischen Systeme, begleitet das Devon die silurischen Gesteine der Alleghanies in Form eines schmalen Bandes, gelangt aber als breiter Saum des nördlichen silurischen und archäischen Terrains im Inneren des Kontinentes zu größerer Verbreitung. Auch in Canada, Nova Scotia und New-Brunswick tritt Devon auf und zwar hier reich an Pflanzenresten, namentlich von Psilophyton sowie an Fischen des Old-Red. Dahingegen wird in den Vereinigten Staaten nur die oberste Abteilung der devonischen Formation (der europäische Clymenienkalk) durch Old red Sandstone mit Holoptychius und Cephalaspis gebildet, während die unteren Niveaus Produkte der hohen See sind und langflügelige Spiriferen, Rhynchonella, Atrypa, Orthis, Goniatites, Cyrtoceras, Cyathophyllum, Cystiphyllum, Calamopora, Phacops, jedoch nur wenige mit europäischen identische Arten führen. Die Gliederung und Parallelisierung der devonischen Formationen der eben besprochenen Territorien ist in nebenstehender Tabelle enthalten.

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der devonischen Formationen. Die submarinen Eruptionen, aus denen diejenigen Diabas- und Diabastuffeinlagerungen hervorgingen, wie sie bei Besprechung der vulkanischen Erscheinungen der Silurperiode geschildert wurden, beschränkten sich nicht auf dieses Zeitalter, sondern wiederholen sich mit noch größerer Energie in der Periode des Devons. In den Schichtenreihen der meisten devonischen Territorien Europas spielen deshalb ursprünglich deckenartig auf dem devonischen Meeresgrunde ausgebreitete, jetzt unregelmäßig bankartig zwischengelagerte, stellenweise kuppenartig aufgestaute Diabasgesteine eine wichtige Rolle. Sie sind dann mit den gleichalterigen Sedi-

Gliederung und Parallelisierung devonischer Formationen verschiedener Länder.

		Rheinland.	Harz.		Belgien.	Ostalpen.	Böhmen	Ural.	Britannien.		Nordamerika
Oberdevon	Oberes = Clymenienstufe	Clymenienkalke Nehdener-Schiefer Cypridinenschiefer	Kramenzel-(Clymenien-) Kalk v. Bhomker Halle Cypridinenschiefer von Lautenthal	Famennien	Kalkstein von Etroeungt mit Clymenien und Spir. Verneuili. Psammit v. Condros mit Spir. Verneuili. Cypridinen-Schiefer d. Famenne.	Clymenienkalk von Graz und Groß Pal (Karnische A.)	Etage H (?)	Clymenienkalk Cypridinenschiefer	Pilton-Gruppe (Spirif. Verneuili-Zone). Peterwyn-Gruppe (Clymenien-Schichten).	Old-red-Sandstone a, mit Dipterus, Coccosteus, Cephalaspis; — b Sandstone mit Holoptychius, Pterichthys, Asterolepis.	Castkill-Gruppe (Old-red-sandstone mit Holoptychius).
	Unteres = Intumescensstufe	Adorfer Goniatitenkalk Korallenkalk (Iberger-Kalk) Brachiopodenkalk Schiefer und Mergel von Büdesheim	Schwarzer Goniatitenkalk von Altenau. Iberger Korallenkalk.	Frasnien	Schiefer von Matagne mit Gon. primordialis u. Cardiola retrostriata. Kalke u. Mergel von Frasne mit Rhynch. cuboides.	Korallenkalk mit Phillipsastr. u. Rhynch. pugnus. Kellinkofel, Vellachthal.		Goniatitenkalk und Cuboideskalk	Intumescens-Schich. von Torquay und Chudleigh.		Chemung-Gruppe. Portage-Gruppe Genessee-schiefer.
Mitteldevon	Oberes = Stringocephalenstufe	Stringocephalenkalk zu unterst die Crinoidenschicht. — Lenneschiefer — Wissenbacher oder Orthoceras-schiefer.	Stringocephalenkalk von Buntenbock, Elbingerode. — Goslaer Schiefer	Givetien	Stringocephalen-Kalk v. Givet.	Stringocephalenkalk der Kellerwand.	Etage G 3	Kalke und Schiefer mit String. Burtini und Spir. Anossofi.	Plymouth-Gruppe mit Stringocephalen. Ilfracombe-Gruppe		Hamilton-Gruppe. b. Hamilton-Schiefer a. Marcellus-Schiefer. Obere Helderberg-Gruppe. d. Corniferous limestone.
	Unteres = Calceolastufe	Calceola-kalke und -schiefer, zu oberst die Retzia-schicht, zu unterst die Zone des Spir. cultrijugatus	Calceolaschiefer des Oberharzes. — Elbing. Grauw. Zorger Schief. Hauptkieselschief. Ob. Wiederschiefer.	Eifelien	Calceola-Schiefer von Couvin. Cultrijugatus-Schichten.	Korallenriffkalk ohne Versteinerungen.	G 2	Kalke und Schiefer mit Pent. baschkiricus.	Calceola-Schiefer von Ogswell-house.		
Unterdevon	Oberes = Coblenzschichten	Obere Coblenzschichten, Coblenzgrauwacke, Untere Coblenzschichten, Porphyroidschiefer von Nassau.	Spiriferensandstein des Oberharzes. Im Unterharz Hauptquarzit	Coblenzien	Grauwacke von Hierges; Konglomerat von Burnot; grauer Sandstein von Vireux; Grauwacke von Montigny.	Brachiopodenkalk von Vellach Korallenriffkalk des Wolayer Thörl mit Rhynch. princeps. Stufe d. Rhynch. Megaera Stufe d. Goniat. inexpectatus u. Cyrt. miles.	Etage G 1	Kalke, Schiefer, Quarzite, Phyllite; Marmor v. Bogoslowsk, mit Fauna von F 2	Lynton-Gruppe. Sandstein u. Thonschief. mit Pleurodict., Homalonotus, zu unterst mit Spir. primävus.		c. Onondaga-Kalk. b. Schoharie-Sandstein. a. Cauda-galli-Sandstein. Oriskany-Sandstein. Untere Helderberg-Gruppe.
	Mittleres = Primävusschichten	Hunsrückschiefer, Taunusquarzit — Siegener Grauwacke	Untere Wiederschiefer. Tanner Grauwacke.				F 2 Konjeprus-kalk				
	Unteres.	Tannusphyllite			Gedinnien.						

mentschichten durch Tuffe zum Teil auf das innigste verbunden, ganz allgemein aber parallel zwischen sie eingeschaltet, so dass eine regelmäßige Wechsellagerung zwischen versteinerungführenden und ursprünglich glutflüssigen Formationsgliedern stattfindet. Diabaslager wiederholen sich zwischen den devonischen Schichten nicht selten vielfach über einander, eine ganz außerordentliche Entwickelung aber erreichen die Diabasbreccien, Diabastuffe und Schalsteine in vielen Devongebieten. Dies ist der Fall z. B. in der Gegend von Dillenburg und Weilburg in Nassau, im Devon Westfalens, des Harzes, des Vogtlandes, des Fichtelgebirges, Steiermarks und Süd-Devonshire. Im Lahngebiete, bei Elbingerode und im nördlichen Sachsen stellen sich außerdem Quarz-Keratophyre und Porphyroide ein. Dahingegen finden sich derartige vulkanische Einlagerungen weder in den großen Devonterritorien des Mississippibeckens und Russlands, noch in denen der Eifel und Kärntens.

In engem genetischen Zusammenhange mit den Diabasen der erstgenannten Devonterritorien stehen Roteisenerze, welche fast überall da, wo Blattersteine oder Schalsteine an Stringocephalen-Kalkstein grenzen, zur Ausbildung gelangt sind, sich mit dem Kalkstein innig verbunden zeigen und nicht selten dieselben Versteinerungen führen wie dieser. Solche Rot- und Brauneisenerzlagerstätten sind bei Brilon in Westfalen, bei Wetzlar, Weilburg und Dillenburg, bei Zorge, Elbingerode, Rübeland und Clausthal im Harze u. a. O. das Objekt eines ausgedehnten Bergbaues. Die in den mitteldevonischen Schalsteinen bei Königsberg im Dillenburgischen auftretenden Roteisensteine sind phosphorhaltig und mit verzogen linsenförmigen Phosphoriteinlagerungen vergesellschaftet (Fig. 228). Vorkommen des

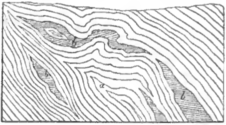


Fig. 228. *a* Devonischer Schalstein mit *b* Phosphoriteinlagerungen im Dillenburgischen.

letztgenannten, als Düngemittel höchst wertvollen Minerales sind an sehr vielen Punkten der Lahngegend von Diez bis nach Niedergirmes bekannt und im Abbau begriffen.

Abgesehen von den Diabasausbrüchen, welche bereits während des Absatzes der devonischen Schichten stattfanden, waren gewisse Devonterritorien nicht selten noch in späteren Zeitaltern der Schauplatz von Erup-

tionen glutflüssiger Gesteinsmassen, welche die devonischen Schichten heute stock- oder gangförmig durchsetzen. Hierher gehören die Granitstöcke des Broekens, des Ockerthales und des Rammberges, welche die Devonformation des Harzes durchsetzen, z. T. mikrogranitisch-porphyrische Apophysen aussenden und die durchbrochenen Thonschiefer und Grauwacken metamorphosiert haben (s. S. 295). Sehr klar lassen sich diese Verhältnisse z. B. am Rehberger Graben bei Andreasberg im Harz beobachten (siehe Fig. 229). An dieser Stelle hat sich der Granit zwischen unterdevonische Thonschiefer und Grauwacken eingezwängt, so dass diese jetzt den Gipfel des Rehberges bilden. Der Granit sendet zahlreiche Apophysen in das Nebengestein, und zwar namentlich in die auflagernde Partie aus, und hat nicht nur diese letztere, sondern auch die benachbarten Thonschiefer und Grauwacken in Hornfels umgewandelt.

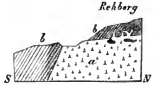


Fig. 229. Profil durch den Rehberg bei Andreasberg. (*H. Crd.*)
a Granit; — *b* Grauwacken und Thonschiefer, im Kontakte mit Granit in Hornfels verwandelt.

Mit dem seitlichen Zusammenschub der Devonschichten zu steilen, oft sehr verworrenen Faltensystemen standen Spaltenaufreißungen im Zusammenhang, welche dann z. T. Veranlassung zur Bildung von Erzgängen gegeben haben. Als Beispiel solcher Vorkommnisse mag der altberühmte Silbererzdistrikt von St. Andreasberg im Harze dienen*). Derselbe liegt in dem Gebiete des Unterdevons (Tanner Grauwacke und Wieder Schiefer), welches im Norden von dem eben erwähnten Granit des Rehberg-Sonnenberg-Rückens abgeschnitten wird (Fig. 229, *b*-*S*) und nach Süden zu seine Begrenzung durch eine mächtige Diabaseinlagerung erhält. In ihm setzen die Andreasberger Gänge auf. Es sind einerseits Eisenstein- und Kupferkiesgänge, andererseits Silbererzgänge, welche durch ein drittes Gangsystem, die faulen Ruscheln, scharf getrennt werden. Letztere sind mächtige taube, mit Thonschieferbruchstücken ausgefüllte, mit einem Lettenbesteg versehene Gänge, welche sich sowohl in eine keilförmige Thonschieferpartie umfassen, deren Schichten von O nach W streichen und mit 70 bis 80° gegen S einfallen. Die Silbererzgänge setzen nur innerhalb ihrer westlichen Längenerstreckung als auch in der Tiefe vereinigen und somit der Ruschelumgrenzung auf und haben deshalb eine geringe Ausdehnung, sind wenig mächtig, jedoch bis zu einer bedeutenden Tiefe aufgeschlossen. Ihre Hauptgangmasse ist Kalkspat. Die wichtigsten in diesem eingelagerten Erze sind: Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültig, Antimonsilber, Arsensilber und gediegen Arsen; sie werden von Apophyllit, Harmotom, Desmin, Stilbit und

*) H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 163. — E. Kayser, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 412.

Flussspat begleitet. Die Silbererzgänge gehören zwei Streichungsrichtungen an, einer nördlicheren und einer westlicheren, fallen gegen N und gegen NO und kreuzen und verwerfen sich deshalb öfters, doch bleibt sich die Hauptgangausfüllung in allen Gängen gleich. Die Ruscheln schneiden entweder die Gänge geradezu ab oder schleppen dieselben eine Strecke weit. In keinem Falle aber setzen die Silbererzgänge über eine der beiden Grenzruscheln hinaus. Die Eisensteingänge treten außerhalb des durch die Ruscheln abgeschlossenen Gebirgskeiles auf, sind mit derbem Roteisenstein und Glaskopf ausgefüllt und bilden im Verein mit einigen Kupferkies- und Kobaltgängen eine Zone ziemlich parallel der Grenze des Granites.

Ein anderes hervorragendes Beispiel von mit großartigen Schichtenstörungen der Devonformation verbundenen Spalten- und Erzgangbildungen liefert der benachbarte nordwestliche Oberharz. Da aber von diesen Dislokationen nicht nur das Devon, sondern namentlich auch der Kulm betroffen wurde, so sollen die einschlägigen Erscheinungen in dem die Karbonformation behandelnden Abschnitte besprochen werden.

Die karbonische oder Steinkohlenformation.

Litteratur.

Geinitz, Fleck u. Hartig. Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas. München 1865.
H. von Dechen. Die nutzbaren Mineralien u. Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. S. 263—412 und 559—566.
H. Mietzsch. Geologie der Kohlenlager. Leipzig 1875.
F. Toula. Die Steinkohlen, ihre Eigenschaften, Vorkommen u. s. w. Wien 1888.
H. von Dechen. Geol. u. pal. Übersicht d. Rheinprov. u. d. Prov. Westf. Bonn 1884. S. 208—291.
Flötzkarte des Westf. Steinkohlenbeckens (43 Grundriss-Sektionen u. 25 Profiltafeln 1 : 5000). Leipzig 1886.
F. H. Lottner. Das westf. Steinkohlengebirge. II. Aufl. Iserlohn 1868, nebst Flötzkarte.
A. v. Koenen. Die Kulm-Fauna v. Herborn. N. Jahrb. etc. 1879. S. 309.
E. Kayser. Kulm am Nordrande des rhein. Schiefergeb. Jahrb. d. k. pr. La. Berlin 1881. S. 54.
F. v. Sandberger. Steinkohlenformation u. Rotliegendes im Schwarzwald. Jahrb. k. k. geol. R. Wien 1890. S. 77. — Vergl. jedoch: H. Eck. Jahresh. d. Ver. f. Vaterl. Naturk. Stuttgart 1891. S. 119.
H. Laspeyres. Geogn. Darstellung d. Steinkohlengebirges i. d. Gegend nördlich v. Halle. Berlin 1875.
A. v. Groddeck. Geognosie des Harzes. Clausthal. 2. Aufl. 1883. S. 106. — Ders. Oberharzer Kulm. Jahrb. d geol. La. Berlin 1882. S. 44 u. 68.
H. B. Geinitz. Geogn. Darstellung d. Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1856.
Das Zwickauer Kohlenfeld: Sekt. Zwickau, Kirchberg, Planitz u. Lichtenstein,

sowie Profiltafel nebst Erläuterungen. Bearbeitet unter d. Leitung v. H. Crd. von H. Mietzsch u. K. Daimer.
Das Lugau-Ölsnitzer Kohlenfeld: Sekt. Stollberg-Lugau von Siegert u. Sterzel; Profiltafeln hierzu von Siegert; nebst den zugehörigen Erläuterungen. Ferner Sterzel. VII. Bericht d. naturwiss. Gesellsch. zu Chemnitz. S. 155.
Der Kulm von Hainichen: Sekt. Frankenberg-Hainichen von A. Rothpletz. — Ders. III. Beilage d. Botan. Centralbl. 1880. Ferner T. Sterzel. IX. Ber. d. naturw. Ges. z. Chemnitz. 1883 u. 84. S. 181.
K. Dalmer. Kulm u. Kohlenkalk unweit Zwickau i. Sachs. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 379.
R. Richter. Der Kulm in Thüringen. Z. d. D. geol. Ges. 1864. S. 155.
Th. Liebe. Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 23.
C. W. Gümbel. Geognost. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 526—576.
A. Schütze. Geognost. Darstell. des Niederschlesisch - Böhmischen Steinkohlenbeckens. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Bd. III. Heft 4. 1882.
G. Steinmann. Foraminiferen des Kohlenkalkes v. Altwasser. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 394.
O. Feistmantel. Kohlenkalkvorkommen bei Rothwaltersdorf. Z. d. D. geol. Ges. 1873. S. 463.
Ferd. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Karbon. Formation. S. 39—101. Nebst Anhang von Dr. Runge.

Hauptlitteratur über die karbonische Flora.

E. F. Germar. Die Versteinerungen des Steinkohlengebirges von Wettin und Löbejün im Saalkreise. Halle 1845—53.
F. A. Römer. Beiträge zur geol. Kenntnis d. n. w. Harzgebirges. Kassel 1850, 1852, 1855 u. 1860.
H. B. Geinitz. Darstellung d. Flora des Hainichen-Ebersdorfer u. des Flöha'er Kohlenbassins. Leipzig 1854.
H. B. Geinitz. Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1855.
H. R. Göppert. Über die fossile Flora der silur., devon. und unteren Kohlenformation. Abh. Akad. Jena 1859.
von Röhl. Fossile Flora d. Steinkohlenform. Westfalens einschl. Piesberg. Kassel 1868.
G. J. Andrae. Vorweltliche Pflanzen aus dem Steinkohlengebirge der preuß. Rheinlande und Westfalens. Bonn 1865 u. f. J.
E. Weiß. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rheingebiete. Bonn 1869—72. — Steinkohlen-Calamarien I. Berlin 1876. II. 1884. — Die Sigillarien d. preuß. Steinkohlengebiete I. 1887. Ferner dessen: Flora d. Steinkohlenform. Berlin 1881.
D. Stur. Beiträge zur Kenntnis d. Flora der Vorwelt. Bd. I. Heft 1. Die Kulm-Flora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. 1875. — Heft 2. Die Kulm-Flora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. 1877. — Band II. Karbonflora der Schatzlarer Schichten. Heft 1. Farne. 1885. Heft 2. Calamarien. 1887 (Wien).
Osw. Heer. Flora fossilis Helvetiae. Die Steinkohlen. Zürich 1876.
C. v. Ettingshausen. Die Steinkohlenformation von Stradonitz. Wien 1852. — von Radnitz. Wien 1854.
O. Feistmantel. Die Versteinerungen der böhm. Kohlengebirgsablagerungen.

Kassel 1874—76. — K. Feistmantel. Mittelböhm. Steinkohlenablagerung. Prag 1883.
A. Brongniart. Histoire des végétaux fossiles. 1828—44.
Lindley and Hutton. Fossil Flora of Great Britain. London 1831—37.
W. C. Williamson. Organisation of the fossil plants of the coalmeasures. I—XV. London 1871—1889.
L. Lesquereux. Coal-Flora of the carboniferous Formation in Pennsylvania and the United States. Harrisburg 1879—80.
R. Zeiller. Végétaux fossiles du terrain houillier de la France. Paris 1880. Flore foss. d. bassin houil. de Valenciennes. Paris 1886 u. 1888. — Flore bouil. de Commentry. St. Etienne 1888.
F. C. Grand'Eury. Flore carbonifère du Dép. de la Loire et du centre de la France. 2 part. et atlas. Paris 1877.

Unter der Bezeichnung der karbonischen oder Steinkohlenformation versteht man eine aus Kalksteinen, Grauwacken, Sandsteinen, Konglomeraten, Thonschiefern, Schieferthonen und Steinkohlen bestehende Schichtenreihe, welche in manchen Gebieten ihrer Ausbildung über 4000 m Mächtigkeit erreicht und da, wo sie in Gemeinschaft mit devonischen und permischen Gebilden auftritt, das Hangende der ersteren und das Liegende der zweiten bildet. Ihre Ablagerung fällt in eine Zeit, in welcher auf den Kontinenten Farne, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zu einer nie wieder erreichten üppigen Entwickelung gelangten, in welcher ferner die ersten Amphibien auf dem irdischen Schauplatz erscheinen, während sich die Fauna der gleichzeitigen Meere durch ihren Reichtum an Fusulinen, Crinoideen, Produkten und rugosen Korallen charakterisiert. Die karbonische Formation ist demnach der Repräsentant des Zeitalters der Gefäßkryptogamen, sowie der ersten Amphibien. Das Vorkommen zahlreicher mächtiger und ausgedehnter Ablagerungen von Steinkohlen innerhalb der hierher gehörigen Schichtenreihe rechtfertigt die Benennung Steinkohlenformation, wenn auch andere Formationen (Lettenkohlengruppe, Wealden, Rotliegendes) gleichfalls Steinkohlenflötze führen.

Der petrographische Charakter der karbonischen Formation. In gewissen Bildungsräumen der karbonischen Formation wird deren Schichtenfolge durch mächtige, nur undeutlich geschichtete Ablagerungen fast vollkommen versteinerungsleerer Konglomerate eröffnet, welche nach oben durch Verfeinerung der sie zusammensetzenden Gesteinsfragmente in Sandstein übergehen. Diese besitzen bald gröberes, bald feineres Korn, gewöhnlich eine weiße, graue oder gelbliche Färbung und meist ein kieseliges und thoniges Bindemittel, führen oft sehr reichlich weiße Glimmerschüppchen oder kohlige Pflanzenreste und machen das vorwaltende Material der karbonischen Formation und zwar namentlich deren oberer Hälfte (der produktiven Steinkohlenformation) aus. Grauwacken, Grauwackenschiefer, Thonschiefer und Kieselschiefer bilden gemeinschaftlich, z. B. in Devonshire, im Oberharz, Vogtland und

Fichtelgebirge, in Nassau und Westfalen die unteren Horizonte der karbonischen Schichtenreihe (den Kulm). Schieferthone treten vorzugsweise in Wechsellagerung mit den Sandsteinen und Steinkohlenflötzen der produktiven Kohlenformation auf und sind zum Teil angefüllt von den wohlerhaltenen Resten der karbonischen Flora, während die massenhafte Anhäufung der letzteren das Material der Steinkohlenflötze lieferte. Durch den Verkohlungsprozess ging die ursprüngliche Form der Kohlenpflanzen innerhalb der Steinkohlenflötze meistenteils verloren, erhielt sich dagegen in den darüber und darunter liegenden Schieferthonen in staunenswerter Deutlichkeit. Die Kohlenflötze der karbonischen Formation bestehen entweder aus Steinkohle in allen ihren durch Bitumengehalt, Struktur und Glanz bedingten Varietäten, oder aus Anthracit, also dem nächsthöheren Stadium der Verkohlung von Pflanzenmasse. Ein und dasselbe Flötz kann an der einen Stelle aus Steinkohle, an der anderen aus Anthracit bestehen, je nachdem die Lagerungsverhältnisse den Zersetzungsprozess beschleunigten oder nicht. Infolge davon existiert auch zwischen beiden Verkohlungsprodukten, wie nicht anders zu erwarten, eine ununterbrochene Reihe von vermittelnden Zwischengliedern*). In enger Verbindung mit den Steinkohlenflötzen stehen nicht selten Ablagerungen von thonigem Sphärosiderit. Dieser findet sich entweder in isolierten, aber zum Teil dicht vor und neben einander liegenden linsenförmigen Nieren oder in zusammenhängenden Bänken zwischen den mit Kohlenflötzen vergesellschafteten Schieferthonen, wie dies vorzugsweise in der karbonischen Formation von Saarbrücken, Südwales, Staffordshire, Pennsylvanien der Fall ist. Eine noch engere Verbindung der Kohlen- und Eisensteinablagerungen wird durch den Kohleneisenstein, ein Gemenge von beiden, wie es z. B. im Ruhrgebiete auf 13 Flötzen vorkommt, hergestellt. Treten Kalksteine innerhalb des karbonischen Sandstein-, Schieferthon- und Steinkohlenkomplexes nur in untergeordneten Bänken auf, so gewinnt dieses Gestein eine außerordentliche Bedeutung dadurch, dass es in manchen Gegenden eine selbständige untere Abteilung des Karbons (den Kohlenkalk) bildet, ja die ganze karbonische Formation fast ausschließlich aufbauen kann. An dem Aufbau der unteren Niveaus der letzteren beteiligen sich außerdem noch Gyps, Dolomit, Anhydrit und Steinsalz.

Verbandverhältnisse der karbonischen Formation. Überall da, wo die paläozoische Formationsgruppe in vollständiger Entwickelung auftritt, erscheint das karbonische System zwischen dem Devon und dem Perm eingeschaltet, indem es die erstere Formation überlagert, von letzterer aber überlagert wird. So folgen in Devonshire karbonische Gebilde vollkommen gleichförmig auf devonische Schichtenkomplexe; die untere Abteilung der

*) C. W. v. Gümbel. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. — Math.-phys. Kl. München 1883. V. Bd. I.

karbonischen Formation lagert in Schottland konkordant auf dem Old red sandstone, in Westfalen und im Oberharz auf dem oberdevonischen Kramenzelkalk, in Pennsylvanien und vielen anderen Gegenden Nordamerikas auf dem Catskill- und Chemung-Sandstein. Auf der anderen Seite liegt das Perm von Kansas und überhaupt der östlichen Abfälle der Rocky Mountains so vollkommen gleichförmig auf der karbonischen Formation und ist mit ihr durch Zwischenbildungen so eng verknüpft, dass scharfe Grenzen zwischen beiden nicht zu ziehen sind. In ähnlicher Weise schließt sich das Rotliegende, also die untere Dyas mancher Punkte Deutschlands (z. B. im Saargebiete), in konkordanter Lagerung an die Steinkohlenformation an. Dasselbe ist in England der Fall; häufig jedoch auch werden karbonische Schichten von permischen diskordant überlagert oder überlagern das devonische System ungleichförmig, was auf Schichtenstörungen, die in den Beginn und in das Ende der Steinkohlenperiode fallen, hindeutet. Die karbonische Formation reiht sich demnach als viertes der paläozoischen Systeme in die sedimentäre Schichtenreihe ein.

Der paläontologische Charakter der karbonischen Formation. Zu welch reicher Entwickelung sich auch die spärliche Pflanzenwelt des devonischen Zeitalters während der karbonischen Periode emporschwingt, im Vergleiche mit der Mannigfaltigkeit der Floren der Jetztwelt ist sie außerordentlich formenarm, denn es fehlen die angiospermen Dikotyledonen noch vollständig, und von den Gymnospermen ist nur die ausgestorbene Sippe der Cordaiten häufiger, während die Cycadeen und Coniferen nur sparsam vertreten sind. Die Pflanzenwelt ist somit vorwiegend auf Kryptogamen beschränkt, — den Gattungen Calamites, Lepidodendron und Sigillaria und der Familie der Farne gehören ihre Hauptrepräsentanten an. Bei solcher Formenarmut offenbart sich die Üppigkeit der karbonischen Landflora in dem massenhaften Auftreten der Individuen und in den riesenhaften Dimensionen, welche sie erlangten. Die Pflanzenwelt der Karbonzeit trägt das Gepräge einer tropischen Sumpf- und Morastvegetation, und überwucherte in dichten Dschungeln die flachen Niederungen und die Ufer der damaligen Seen und Ströme. Durch Anhäufung der absterbenden und zu Boden sinkenden Pflanzen wurde das Material geliefert, aus welchem sich an Ort und Stelle oder nach seiner Zusammenschwemmung durch allmähliche Vermoderung die Steinkohlenflötze herausbildeten, deren bedeutende Zahl, Mächtigkeit und Ausdehnung die Veranlassung zur Benennung der hier betrachteten Formation gab.

Unter den Vertretern der Karbonflora spielen die Calamarien eine Hauptrolle, von denen Stämme, Wurzelstücke, Zweige, Blätter und Fruktifikationen erhalten sind, deren Zusammengehörigkeit freilich nur in den seltensten Fällen nachweisbar ist. Man pflegt deshalb die hierher gehörigen Stämme unter dem provisorischen Gattungsnamen Calamites, die be-

beblätterten Zweige unter der Bezeichnung Asterophyllites (Calamocladus) zu vereinen. Außerdem gehört zu den Calamarien die Gattung Annularia. Die Schäfte der Calamiten (Fig. 230 bis 232) besitzen einen

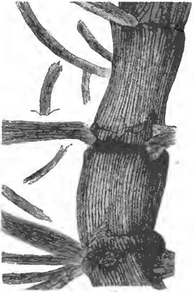


Fig. 230.

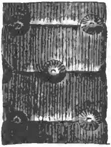


Fig. 231.



Fig. 232

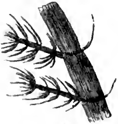


Fig. 233.

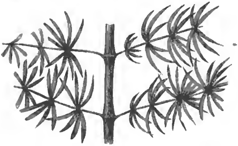


Fig. 234.

Fig. 230. Calamites ramosus Brongn. — Fig. 231. Calamites cruciatus Brongn. (mit gekreuzter Stellung der Astnarben). — Fig. 232. Calamites Suckowi Brongn. (unteres Ende des Schaftes). — Fig. 233. Asterophyllites equisetiformis Schloth. — Fig. 234. Asterophyllites foliosus L. u. H.

zentralen und zahlreiche peripherische Luftgänge, sind längsgefurcht und quergegliedert, lassen häufig die Narben der Zweige erkennen und enden nach unten kegelförmig; sie erreichen 12 und mehr Meter Länge und 1 m Dicke, sind aber in den meisten Fällen brettartig zusammengedrückt und haben im Verein mit ihren Zweigen fast ausschließlich das Material vieler

Steinkohlenflötze geliefert. Die wichtigsten Arten von Calamites sind Cal. cruciatus Brongn. (Fig. 231), Cal. Suckowi Brongn. (Fig. 232), Cal. cannaeformis Schloth., Cal. ramosus Brongn. (Fig. 230), Cal. varians Sternb. mit periodisch sich vergrößernden Gliedern, — alle außerordentlich häufig und in Europa sowohl, wie in Nordamerika weit verbreitet. Sehr charakteristisch für die untere Abteilung der karbonischen Formation ist Cal. transitionis Göpp. (= Archaeocalamites radiatus), bei welchem die Längsfurchen jedes Gliedes genau auf die des folgenden passen. Die Calamarien-Zweige und deren wirtelständige Blätter (Fig. 233, 234 u. 235) werden nach der Form dieser letzteren Asterophyllites, mit

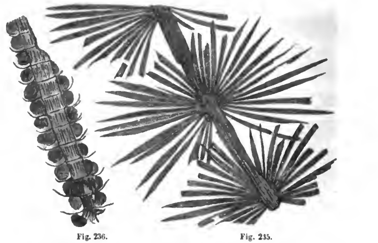


Fig. 236. Stachannularia tuberculata Sternb. (Fruchtstand von Annularia).

Fig. 235. Annularia longifolia Brongn. —

schmalen, einnervigen, getrennten Blättern, und Annularia, mit am Grunde ringförmig verwachsenen Blättern, benannt. Die Fruchtähren der karbonischen Calamites sind als Calamostachys, Palaeostachys, Huttonia, Macrostachys, Cingularia, Stachannularia (Fig. 236) beschrieben. Eine sehr große Verbreitung und Häufigkeit besitzt das Geschlecht Sphenophyllum (Fig. 237), mit Quirlen von meist keilförmigen, gabelnde Nerven enthaltenden Blättern, welches fast allgemein zu den Lycopodiaceen gerechnet wird. Die Farne der Steinkohlenperiode waren zum großen Teile baumartige Gewächse mit 2—3 m langen Wedeln, leider ist auch bei ihnen die Zusammengehörigkeit der im fossilen Zustande stets

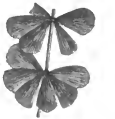


Fig. 237. Sphenophyllum Schlotheimi Brongn.

getrennt vorkommenden, wenn auch (freilich mit anderen Arten gemengt) beisammenliegenden Strünke, Blattstiele und Blätter nur ausnahmsweise zu erkennen. Obwohl die Farne im allgemeinen nur einen geringen Anteil zu

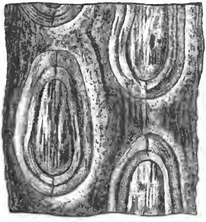


Fig. 238.

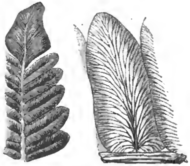


Fig. 239.



Fig. 240.

Fig. 238. Caulopteris peltigera Cotta. — Fig. 239. Fiederchen von Neuropteris flexuosa Sternb. — Fig. 240. Odontopteris Schlotheimi Brongn.

dem Materiale der Steinkohle geliefert haben, so bestehen doch einzelne Flötze fast ausschließlich aus Farnstrünken (**C a u l o p t e r i s** und **M e g a p h y t u m**), auf denen man oft noch die Wedelnarben und auf diesen die Gefäßbündel erkennt (Fig. 238), während der Schieferthon, welcher die Flötze zu begleiten pflegt, zum Teil von den Resten von Farnwedeln ganz angefüllt ist. Von diesen sind die in der karbonischen Periode verbreitetsten und artenreichsten (siehe Fig. 239—244): **S p h e n o p t e r i s**, **P e c o p t e r i s**, **A l e t h o p t e r i s**, **O d o n t o p t e r i s**, **N e u r o p t e r i s**, **C y c l o p t e r i s** und **D i c t y o p t e r i s**. Während man sich bei Unterscheidung dieser sterilen Sammelgattungen vorwiegend auf Berücksichtigung der Nervation und Blattform angewiesen fand, war bei Begründung der fertilen Gattungen Hymenophyllum, Astero-

theca, Scolecopteris, Oligocarpia, Senftenbergia und Dicksoniites die Fruktifikation maßgebend.

Eine noch größere Bedeutung als die Calamiten und Farne besitzen in der karbonischen Pflanzenwelt die **Sigillarien** und **Lepidodendren**. Beides 15 bis 20, ja über 30 m lange, bis 2 m dicke, ursprünglich zylin-

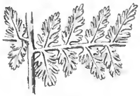


Fig. 241.

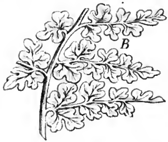


Fig. 242.



Fig. 243.



Fig. 244.

Fig. 241. Sphenopteris tridactylites Brongn. — Fig. 242. Sphenopteris obtusiloba Brongn. — Fig. 243. Alethopteris lonchitidis Sternb. — Fig. 244. Pecopteris arborescens Schloth. sp.

drische, in versteinertem Zustande gewöhnlich brettartig zusammengedrückte Stämme, waren mit schlanken, linearen Blättern besetzt, welche große Blattnarben hinterlassen haben. Während die Lepidodendren zu den Lycopodiaceen gerechnet werden, ist die systematische Stellung der jenen allerdings sehr ähnlichen Sigillarien noch ziemlich unsicher. Sie scheinen eine Lücke zwischen den Gymnospermen und Gefäßkryptogamen auszufüllen,

indem sie sich in ihrer inneren Struktur den ersteren, dagegen in ihrem allgemeinen Habitus sowie durch die neuerdings aufgefundenen Fruchtähren mehr den Kryptogamen nähern. Die Oberfläche von **Sigillaria** (Fig. 245



Fig. 245.



Fig. 246.



Fig. 247.

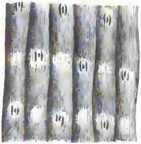


Fig. 248.

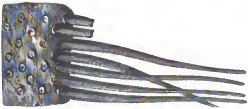


Fig. 249.

Fig. 245. Sigillaria Browni Dawe. (restauriert). — Fig. 246. Sigillaria elegans (hexagona) Brongn., Stammstück. — Fig. 247. Sigillaria elliptica Brongn., Stammstück. — Fig. 248. Steinkern einer Sigillarie nach abgefallener Kohlenrinde. — Fig. 249. Stigmaria ficoides Brongn.

bis 248), deren Stamm **zuweilen** gabelig geteilt ist, ist entweder durch vertikale Furchen in abgerundete Längsleisten geteilt, auf welchen sich die spiralig angeordneten Blattpolster mit den Blattnarben befinden (**Rhytidolepis**), oder die Polster sind durch schiefe, gitterförmige Querfurchen getrennt (**Cancellata**), oder endlich ist auch die Rinde zuweilen glatt (**Leioder-**

maria¹). Die sich vielfach gabelnden, sich allseitig vom Stamme horizontal ausbreitenden, bis 20 m langen, zylindrischen Wurzeln sind mit kreisrunden



Fig. 250. Lepidodendron; restauriert.

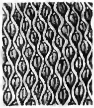


Fig. 251. Lepidodendron Veltheimianum Sternberg, aus dem Kulm. Stammstück.

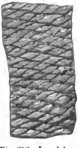


Fig. 252. Lepidophloios laricinus Sternb.

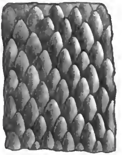


Fig. 253. Knorria imbricata.

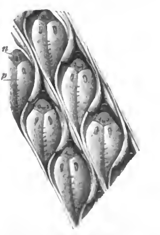


Fig. 254. Lepidodendron dichotomum Sternb. p Polster; n Blattnarbe.



Fig. 255. Lepidodendron elegans Brongn. Beblätterter Zweig.

Narben versehen (Fig. 249), an welchen lineare, blattähnliche Fibrillen ansitzen, die ein dichtes verworrenes Gewebe bilden. Diese Wurzeläste von

Sigillaria sind Stigmaria benannt worden. Die gabelig sich verzweigenden Stämme von Lepidodendron (Fig. 250 bis 255) sind auf ihrer Oberfläche mit meist rhombischen Blattpolstern und Blattnarben dicht bedeckt, welche sich spiralig um den Stamm ziehen und mit langen lanzettlichen Blättern besetzt waren. Die gabeligen Zweige trugen an ihrem Ende große zylindrische Fruchtzapfen (Lepidostrobus). Steinkerne von Lepidodendren sind die subkarbonischen Knorrien (Fig. 253), deren Stamm von schuppig über einander liegenden Blattkissen bedeckt ist. — Die karbonischen Cycadeen



Fig. 256. Cordaites. Zweigende.



Fig. 257. Cyclocarpus Cordai Gein., von unten und von der Seite.

deen (Pterophyllum) und Coniferen (Araucarioxylon) stehen an Häufigkeit der Individuen und noch mehr der Formen weit hinter den damaligen Farnen, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zurück; nur die gleichfalls zu den Gymnospermen gehörigen Cordaiten (Cordaites, Fig. 256, Cordaioxylon) sind häufiger anzutreffen. Eine gewisse Modifikation der Steinkohle, die Faserkohle, scheint zum großen Teile aus solchem Araucarien- und Cordaitenholze hervorgegangen zu sein.

Während die angeführten Pflanzen ausschließlich den Sumpf-, Land-, und Binnenseebildungen der Steinkohlenformation angehören, sind die zahlreichen Reste der karbonischen Fauna bis auf einige Amphibien, Süßwasserfische, Arthropoden und Zweischaler auf die Gesteine marinen Ursprunges beschränkt. Von den niedrigsten Tieren, den Protozoën, tritt namentlich eine bis weizenkorngroße Foraminifere, Fusulina cylindrica Fisch. (Fig. 258), im oberen Kohlenkalke von Russland, Ohio, Illinois, Kansas, Japan in ungeheurer Anzahl der Individuen auf. Den karbonischen Korallen ist durchweg noch ein paläozoischer Habitus eigen, sie gehören also ausschließlich den Zoantharia rugosa und tabulata an. Von ersteren sind die Gattungen Lithostrotion, Amplexus, Lonsdaleia, Cyathaxonia,

Zaphrentis als ausschließlich oder wesentlich karbonisch zu nennen. Unter ihnen zeichnen sich namentlich Lithostrotion basaltiforme Phil. (Fig. 259), Amplexus coralloides Sow. und Zaphrentis cornucopiae E. und H. (Fig. 261) durch ihre Häufigkeit und große Verbreitung in Deutschland, England, Belgien, Russland und den westlichen Staaten von Nordamerika aus. Von Tabulaten sind Calamopora, Michelinia und Chaetetes (Fig. 260) vorzugsweise wichtig, ohne allein auf die karbonische Formation beschränkt zu sein, wenn sich auch die Mehrzahl der Arten von Chaetetes und Michelinia in dieser Gruppe finden. Die Crinoideen, und zwar sowohl die echten armtragenden, wie die Blastoideen, erreichen

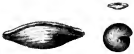


Fig. 258. Fusulina cylindrica Fisch. (natürliche Größe und vergrößert).

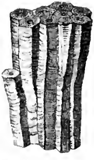


Fig. 259. Lithostrotion basaltiforme Phil.

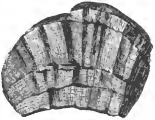


Fig. 260. Chaetetes radians Fisch.

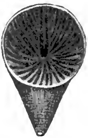


Fig. 261. Zaphrentis cornucopiae E. u. H.

im Kohlenkalke das Maximum ihrer Entwickelung; die vertikale Verbreitung der letzteren fällt sogar fast ausschließlich in die karbonische Formation, weshalb sie zu den bezeichnendsten organischen Resten der letzteren zu rechnen sind. Die größte Bedeutung besitzen, und zwar vorzugsweise für den nordamerikanischen Kohlenkalk, in welchem sie ganze Bänke bilden oder dicht erfüllen, die Gattungen Cyathocrinus (Fig. 262), Actinocrinus (Fig. 263), Rhodocrinus, Poteriocrinus (Fig. 264), Amphoracrinus und Platycrinus (Fig. 265), namentlich aber das Blastoideen-Genus Pentremites (Pentatrematites) (Fig. 266 und 267). Die Cystideen haben sich bereits überlebt und sind ausgestorben. Die übrigen Abteilungen der Echinodermen sind nur sparsam und zwar durch Seeigel von ausschließlich paläozoischem Habitus (Perischoëchiniden) vertreten. Ihre Schale zerfällt in 30—75 Reihen von zum Teil sechsseitigen Täfelchen, während bei allen späteren und auch den jetzigen Echiniden die Zahl der Asselreihen 20 nie übersteigt. Zu diesen paläozoischen Echiniden

gehört der oberkarbonische **Archaeocidaris** mit langen Stacheln, welche auf großen Warzen aufsitzen, ferner **Melonites** und **Palaechinus** (Fig. 268), deren Oberfläche mit kleinen körnigen Wärzchen bedeckt ist,



Fig. 262.



Fig. 263.

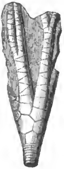


Fig. 264.

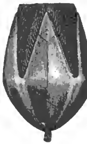


Fig. 266.



Fig. 267.

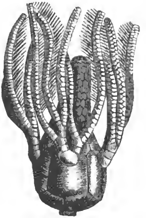


Fig. 265.

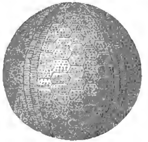


Fig. 268.

Fig. 262. Cyathocrinus caryocrinoides M'Coy. — Fig. 263. Actinocrinus (Batocrinus) pyriformis Shum. Zur Hälfte der Arme entkleidet. (*st* = Stiel, — *br* = Arme, — *pr* = Proboscis). — Fig. 264. Poteriocrinus Missouriensis Shum. — Fig. 265. Platycrinus trigintadactylus Aust. — Fig. 266. Pentremites sulcatus Röm. — Fig. 267. Pentremites florealis Say; *a* von der Seite, *b* von oben, *c* von unten. — Fig. 268. Palaechinus elegans M'Coy.

sämtlich aus dem Kohlenkalke von Russland, England, Belgien und Nordamerika in besonderer Schönheit bekannt.

Unter den **Mollusken** der karbonischen Gruppe macht sich ein etwas entschiedeneres Zurücktreten der Brachiopoden und Cephalopoden gegen-

über den Gastropoden und Zweischalern bemerkbar. Trotzdem liefern beide erstgenannte Abteilungen noch zahlreiche für den Kohlenkalk bezeichnende Formen, unter denen von Brachiopoden namentlich Productus, sowie Orthis, Chonetes, Spirifer und Spirigera, von Cephalopoden Orthoceras, Nautilus, Cyrtoceras und Goniatites größere Wichtigkeit besitzen. Productus semireticulatus Flem. (Fig. 269), Prod. giganteus Sow., Prod. scabriculus Sow., Prod. longispinus Sow. (Fig. 270), Spirifer glaber Sow. (Fig. 272), und der bis 12 cm breite Spirifer striatus Sow. (Fig. 271) gehören zu den charakteristischen Leitfossilien der karbonischen Formation und erhalten durch ihre weite

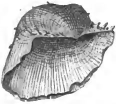


Fig. 269.



Fig. 270.



Fig. 272.



Fig. 273.

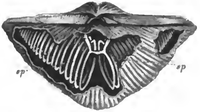


Fig. 271.

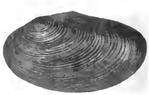


Fig. 274.

Fig. 269. Productus semireticulatus Flem. — Fig. 270. Productus longispinus Sow. — Fig. 271. Spirifer striatus Sow. — (sp = innere Armspirale). — Fig. 272. Spirifer glaber Sow. — Fig. 273. Conocardium aliforme Sow. — Fig. 274. Posidonia Becheri Bronn.

horizontale Verbreitung, — sie sind aus Europa, Asien, Amerika und Australien bekannt — doppelte Bedeutung.

Zweischaler sind in der Kohlenformationen in bereits großer Zahl und Mannigfaltigkeit enthalten und gehören den Gattungen Pecten, Aviculopecten, Arca, Nucula, Edmondia, Conocardium (Fig. 273), Posidonia an, von denen besonders die letztgenannte eine in den Thonschiefern des Kulms außerordentlich häufige und für sie bezeichnende Spezies Pos. Becheri Bronn (Fig. 274) liefert, deren konzentrisch gerippte, papierdünne Schalen manche Schichtungsflächen ganz bedecken. In den Schieferthonen und Kohlenflötzen der produktiven Steinkohlengruppe sind Schalen von

Süßwassermuscheln, Anthracosia, nicht selten. Die karbonischen Gastropoden-Geschlechter sind fast die nämlichen wie die des Devons; die wichtigsten sind Pleurotomaria, Loxonema, namentlich aber Euomphalus (Fig. 275) und Bellerophon (Fig. 276), dessen ungekammerte, Argonauta-ähnliche Schale eine sehr gewöhnliche Erscheinung in manchen Kohlenkalken ist.

Von Cephalopoden sind Orthoceras-Arten von zum Teil riesigen Dimensionen im Kohlenkalk nicht selten; Nautilus liefert bezeichnende, in der Mitte oft nicht geschlossene Arten mit Längsreifen, Knoten und Rippen (Fig. 278). Die Goniatiten sind namentlich durch die neuen Gattungen

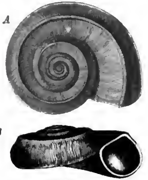


Fig. 275.

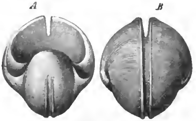


Fig. 276.



Fig. 277.



Fig. 278.

Fig. 275. Euomphalus (Straparollus) pentangulatus Sow. (*A* von oben, — *B* von vorn). — Fig. 276. Bellerophon bicarenus Lév. (*A* von vorn, — *B* von hinten). — Fig. 277. Goniatites (Glyphioceras) sphaericus Mart. — Fig. 278. Nautilus cyclostomus Phill.

Brancoceras, Glyphioceras (Fig. 277), Pronorites vertreten. Das dem Kohlenkalk und Kulm gemeinsame Vorkommen von Goniatites sphaericus Haan (crenistria Phil.) (Fig. 277) ist einer der Beweise für die Äquivalenz beider.

Die Trilobiten sind bis auf einige wenige, kleine und sparsam vorkommende Arten, welche den Gattungen Phillipsia (Fig. 279) und Griffithides angehören, ausgestorben und werden bereits durch einige Limuliden, sowie durch echte Phyllopoden ersetzt, wie sie von da ab bis

zur Jetztzeit fortleben. In den Resten einer Anzahl von anderen Arthropoden treten zugleich mit einigen Arten von Pupa die ersten, etwas häufigeren Spuren landbewohnender und luftatmender Tiere auf. Sie sind der Natur der Sache nach fast ausnahmslos auf die produktive Steinkohlenformation beschränkt, gehören Arachniden, Skorpionen (Fig. 280), Tausendfüßen, Schaben, Termiten und Locustiden an und haben sich namentlich bei Wettin, bei Saarbrücken, in Oberschlesien, bei Stradonitz und Radnitz in Böhmen, in England, Schottland, Nova Scotia und Illinois gefunden*).



Fig. 280. Eoscorpius glaber Peach. Schottland.



Fig. 279. Phillipsia pustulata Schloth.

Die karbonischen Fische verteilen sich auf die marine und kohlenführende Schichtengruppe der Steinkohlenformation und sind einerseits haiartige Knorpelfische, andererseits Vorläufer der Zechsteinfische, nämlich heterocerkale kleinschuppige Ganoiden. Von ersteren (Psammodus, Cochliodus, Ctenacanthus) haben sich gewöhnlich nur die Mahlzähne und zum Teil fußlange Flossenstacheln, — von letzteren (Paläoniscus, Amblypterus) auch vollständige Abdrücke erhalten; Knochenfische hingegen sind noch gar nicht vertreten.

In der karbonischen Periode wird die Tierwelt durch das Auftreten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere (Eotetrapoda) und zwar von amphibienartigen Geschöpfen, den Stegocephalen, um einen neuen, wichtigen Typus bereichert**).

Dieselben wurden zuerst in Neu-Schottland (Nordamerika) im Inneren ursprünglich hohler, später durch Sand und Schlamm ausgefüllter aufrecht stehender Sigillarien-Strünke gemeinsam mit Pupa und einem Tausendfuße aufgefunden. Von dort beschrieb Dawson l. c. die Reste von Hylonomus, Dendrerpeton, Hylerpeton und Baphetes. Auch in Ohio, Illinois und England sind Skeletteile karbonischer Stegocephalen entdeckt und als Anthracosaurus, Pholidogaster, Keraterpeton,

*) Systemat. Zusammenstellung und Litteratur siehe Scudder, in Zittel. Paläozoologie I. Abt., II. B. S. 721, 732 u. 747.

**) J. W. Dawson. Air-Breathers of the Coal-Period Montreal 1863. Auch in: Acadian Geology. London 1868. p. 353. — Derselbe: Erect trees containing animal remains etc. Phil. Trans. R. Soc. London. 1882. p. 621. — E. D. Cope. Report of the Geol. Survey of Ohio Vol. II. P. II. 1875. — Th. H. Huxley. Fossil Vertebr. from the Jarrow Coll. Ireland. Trans. R. Ir. Soc. Dublin. XXIV. P. VIII. 1867.

Urocordylus u. s. w. beschrieben worden. Von solchen Schuppenlurchen scheinen die Fußeindrücke herzurühren, welche sich auf den Schichtungsflächen der Steinkohlensandsteine von Pennsylvanien und Nova Scotia in nicht unbeträchtlicher Anzahl vorfinden. Aus dem deutschen Karbon sind bis jetzt nur die Reste eines einzigen Stegocephalen bekannt geworden: Anthracosaurus raniceps Goldenbg. aus dem Saargebiete. Ihre Hauptentfaltung aber erlangt diese Tiergruppe erst im Rotliegenden Deutschlands und Böhmens.

Zweiteilung und verschiedene Fazies der karbonischen Formation. Die Steinkohlenperiode wurde durch fortgesetzte, säkulare Hebungen eingeleitet, infolge deren die Kontinente auf Kosten der Ausdehnung der Ozeane an Areal zunahmen. Auf dem dem Meere abgewonnenen flachen Terrain sammelten sich die atmosphärischen Wasser, deren Ablauf durch zusammenhängende Flusssysteme noch weniger geregelt war, in zahllosen seichten Tümpeln an und verwandelten dasselbe in sumpfige Niederungen, auf welchen eine üppige Flora emporwucherte, weit ausgedehnte Dschungeln bildete und das Material der späteren Steinkohlenflötze lieferte. Während derselben Zeit nahm jedoch auch der Gesteinsbildungsprozess auf dem Grunde des Meeres seinen Fortgang. Die ozeanischen Sedimente umschlossen die Körper der absterbenden Meeresbewohner, so dass sich gleichzeitig das Material einer mächtigen, versteinerungsführenden marinen Schichtenreihe anhäufte. Infolge stets fortdauernder Niveauveränderungen tauchte allmählich auch ein Teil dieses mit marinen Sedimenten (Kohlenkalk und Kulm) bedeckten Meeresbodens aus dem Ozeane empor und vergrößerte die Kontinente, so dass sich deren Flora auf dem neu gewonnenen Festlande ausbreiten konnte, um dort ebenfalls Material zur Bildung von Steinkohle aufzuspeichern. Daraus geht hervor, dass die Schichtenreihe der Steinkohlenformation stellenweise eine reine Sumpf-, Süßwasser- und Land- (terrestrische) Bildung, an anderen Punkten, welche während der karbonischen Periode gar nicht über den Meeresspiegel gehoben wurden, ein ausschließlich marines Produkt ist, dass ferner das karbonische System in noch anderen Terrains aus zwei über einander golagerten Komplexen verschiedenen Ursprunges besteht, deren unterer einen marinen, deren oberer einen terrestrischen Charakter trägt. Letztere Zusammensetzung der karbonischen Schichtenreihe fasst man als die typische auf und gliedert diese danach in zwei Abteilungen, eine untere subkarbonische Formation und eine obere produktive Steinkohlenformation. In der Verschiedenartigkeit sowohl ihres petrographischen wie paläontologischen Charakters finden dio Verhältnisse, unter denen diese Schichtengruppen zur Ablagerung gelangten, ihren unverkennbaren Ausdruck.

I. Die subkarbonische Formation ist nicht an allen Punkten ihres Auftretens gleichartig ausgebildet, sondern vielmehr in dreifacher

Fazies und zwar typisch als **Kohlenkalk** (unterer Kohlenkalk) entwickelt. Die Kohlenkalk-Schichtenreihe besteht, worauf der Name hindeutet, fast ausschließlich aus reinem oder dolomitischem Kalksteine und ist zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten einer echten Meeresfauna, also Cephalopoden, Brachiopoden, Korallen und Crinoideen, welche namentlich durch die Genera: Goniatites, Productus, Rhynchonella, Chonetes, Spirifer, Lithostrotion, Cyathaxonia, Zaphrentis, Cyathocrinus, Actinocrinus, Pentremites vertreten werden. Alles weist auf einen pelagischen Ursprung des Kohlenkalkes hin. Seine Hauptvertretung findet er in Belgien, Irland, Wales, Russland und Nordamerika.

An Stelle des unteren Kohlenkalkes tritt in manchen karbonischen Territorien, so in Westfalen, Nassau, im Harz, Fichtelgebirge, Vogtlande, südöstlichen Thüringen, in Schlesien, Mähren, Devonshire und Irland ein ihm anscheinend ganz unähnliches Schichtensystem, der **Kulm**. Diese Formation besteht aus einer mehrfachen Wechsellagerung von Thonschiefer, Kieselschiefer, kieseligen Plattenkalken, Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten und führt entweder gar keine oder nur lokal und zurücktretend marine Reste. Namentlich fehlen die Korallen und Crinoideen meist fast vollständig, ebenso die Brachiopoden bis auf einige Productus-Arten, nämlich Prod. antiquus, semireticulatus und latissimus. Außerdem führen die Kulm-Thonschiefer mit dem Kohlenkalke Posidonia Becheri, Goniatites sphaericus, Orthoceras striatulum gemeinsam, wodurch sich beide, außer durch ihre Lagerungsverhältnisse als äquivalente Bildungen, als zwei verschiedene Fazies der subkarbonischen Formation legitimieren. Die hierher gehörigen dunkelen Thonschiefer werden nach der ihre Schichtungsflächen oft in großer Anzahl bedeckenden Posidonia Becheri Posidonien-Schiefer genannt. Abweichend von dem typischen Kohlenkalke, welcher nur ausnahmsweise die Überreste von eingeschwemmten Landpflanzen führt, umschließen die Grauwacken und Sandsteine des Kulms Reste von etwa 50 Landpflanzen und darunter besonders Calamites radiatus (transitionis), ferner Sagenaria Veltheimiana, Knorria imbricata, Stigmaria ficoides, Sphenopteris distans, Cyclopteris tenuifolia. Dieser Kulm ist demnach, wie außerdem namentlich die konglomeratartigen Grauwacken und groben Konglomerate beweisen, innerhalb der flachen Uferzonen zur Ablagerung gelangt, also die litorale Fazies des Unterkarbons.

In enger Verknüpfung mit letzterer kann die subkarbonische Formation noch in einer dritten und zwar echt terrestren Fazies, nämlich als Kohlen-Kulm (unteres produktives Steinkohlengebirge) in Form einer mächtigen Schichtenfolge von vorwaltenden groben Konglomeraten nebst Sandsteinen und Schieferthonen erscheinen, welche bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen, in Oberschlesien, Schottland, Devonshire, Russland und Nordamerika Kohlenflötze umschließt und mit den unteren Kohlen-

kalken lokal dadurch auf das innigste verknüpft ist, dass sich zwischen diese Konglomerat- und Sandsteinablagerungen des Strandes in der Richtung nach dem damaligen offenen Meere zu versteinerungsreiche Kohlenkalkbänke einschalten, deren Mächtigkeit auf Kosten der Konglomerate und Sandsteine mehr und mehr zunimmt, bis sie die letzteren allmählich ganz verdrängt haben und nun die typische marine Kohlenkalkformation repräsentieren. Derartige Verhältnisse sind z. B. in den schottisch-englischen Bassins, in dem appalachischen Kohlenbecken, sowie in Nova Scotia in Nordamerika in außerordentlicher Deutlichkeit entwickelt, aber auch in der Chemnitz-Hainichener Kulm-Mulde angedeutet.

Über dem unteren Kohlenkalke oder dessen Äquivalentgebilden, dem Kulm und dem Kohlen-Kulm, tritt als vermittelndes Übergangsglied zwischen der oberen und unteren karbonischen Formation eine Schichtengruppe auf, welche vorherrschend aus groben Sandsteinen, Schieferthonen und Konglomeraten besteht und nur ausnahmsweise unbedeutende Kohlenflötze führt. Dieser Gesteinskomplex wird in Deutschland als flötzleerer Sandstein, auch wohl als obere Kulmgrauwacke, in England und Nordamerika als Millstone grit bezeichnet. Am östlichen Rande des appalachiseheu Kohlenfeldes erreicht derselbe 500 m Mächtigkeit, keilt sich aber in westlicher Richtung aus, um echt marinen Gebilden Platz zu machen. In solchen Bildungsräumen der karbonischen Formation, wo der Abweseuheit des Meeres wegen Kohlenkalk oder Kulm nicht zur Ablagerung gelangen konnten, ist der flötzleere Sandstein das unterste Glied der dortigen karbonischen Schichtenreihe und hat deren Ablagerungsprozess eingeleitet.

II. Die produktive Kohlenformation bildet die obere Abteilung des karbonischen Schichtensystems und besteht vorwaltend aus Sandsteinen, Schieferthonen und Steinkohlenflötzen. In England, Oberschlesien und Saarbrücken steigt ihre Mächtigkeit bis zu mehr als 3500 m. Die Anzahl der in ihr auftretenden Steinkohlenflötze ist zum Teil sehr bedeutend und beträgt in Niederschlesien gegen 80, in Westfalen bis über 170, bei Saarbrücken 230, bei Mons in Belgien 115 und endlich am Donetz in Süd-Russland 225, von denen freilich viele nur eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen und deshalb nicht bauwürdig sind. Die Landpflanzen, mit welchen die Schieferthone angefüllt sind, und welche das Material der Steinkohle geliefert haben, also Sigillaria, Calamites, Lepidodendron, Farne, Cordaiten und Coniferen, die Reste luftatmender Tausendfüße, Insekten, Spinnen, Mollusken und Stegocephalen, welche in den nordamerikanischen und europäischen Kohlenformationen gefunden worden sind, beweisen, dass die Bildung der letzteren in ausgedehnten, mit Süßwassertümpeln und Landseen abwechselnden, sumpfigen Niederungen vor sich gegangen ist.

In dem unteren Niveau dieser produktiven Steinkohlenformation treten in Coalbrook-Dale, bei Glasgow, in Yorkshire und den angrenzenden Teilen

des nördlichen Englands, in Kentucky und Nova Scotia, in Lüttich, im Ruhrgebiete und in Oberschlesien **Kalkbänke** mit Resten von Meeresbewohnern auf, unter denen namentlich die Geschlechter Productus, Spirifer, Pecten, Orthis, Chonetes, Nautilus, Goniatites, Orthoceras vertreten sind. Am Donetz in Südrussland wechsellagern Fusulinenkalke sogar siebenmal mit den steinkohlenführenden Schiefern und Sandsteinen des Oberkarbons. Es geht daraus hervor, dass sich die mit Kohlenpflanzen bedeckten karbonischen Kontinente zeitweilig unter den Wasserspiegel gesenkt und nach kurzem wieder gehoben oder dass Einbrüche des Meeres stattgefunden haben. In anderen Arealen hat, wie oben gesagt, nicht nur das Subkarbon, sondern auch das obere, sonst gewöhnlich als produktive Steinkohlenformationen in terrestrer Fazies entwickelte **Oberkarbon eine rein marine Ausbildung** als Kohlenkalk (**Oberer Kohlenkalk**) und zwar namentlich als **Fusulinenkalk** erfahren, so in Zentralrussland (**Möller**), in der Salt Range (**Waagen**), in China (**Kaiser**), im westlichen Nordamerika, wo sich überall in der Fauna der Fusulinenkalke sogar bereits eine Annäherung an den Perm-Charakter bemerklich macht.

Wie aus Obigem hervorgeht, gliedert sich somit die **Karbonformation** wie folgt:

	Terrestre und limnische Fazies		Marine Fazies	
Ober-Karbon	Oberes produktives Steinkohlengebirge	Obere Abteilung = Ottweiler Schichten = Calamarien- u. Farnstufe.	Oberer Kohlenkalk = Fusulinenkalk	
		Untere Abteilung = Saarbrücker Schichten = Schatzlarer Schichten = Sigillarienstufe.		
Unter-(Sub-)Karbon	Unteres produktives Steinkohlengebirge = Kohlen-Kulm Sagenarienstufe.		Kulm	Unterer Kohlenkalk

Geographische Verbreitung der karbonischen Formation. Ganz abgesehen davon, dass das Auftreten der karbonischen Formation mit beinahe identischen Floren und Faunen in fast allen Weltteilen und unter allen Breiten hohes wissenschaftliches Interesse erregt, ist die geographische Verbreitung der Steinkohlenformation, welcher jetzt die Hauptmasse des augenblicklich konsumierten Brennmateriales (jährlich etwa 460 Millionen Tonnen) entnommen wird, von höchster technischer und nationalökonomischer Bedeutung.

Von allen Ländern Europas nimmt die karbonische Formation in Groß-Britannien das größte Areal, nämlich eine Fläche von etwa 480 Quadrat-Meilen ein. Die hierher gehörigen Ablagerungen ruhen z. T. konkordant und durch Übergänge verknüpft auf den Schichten des Devons oder auf den

archäischen Formationen und bilden, teils durch Dämme dieser Gesteine, teils durch überlagernde jüngere Gebilde, sowie durch Denudation und Meeresarme getrennt, eine Anzahl isolierter Bassins, deren bedeutendste die von Südwales, Derbyshire, Yorkshire, Northumberland, Schottland und Irland sind. Die karbonische Schichtenreihe wird hier normal durch die subkarbonische Gruppe eröffnet, deren Hauptglied, der untere Kohlenkalk, namentlich im südlichen und mittleren England das Maximum seiner Mächtigkeit (1500 m) erreicht. Nach Norden zu beginnen sich einzelne, allmählich immer zahlreicher werdende Schieferthone und Sandsteine, sowie Kohlenflötze einzuschalten, welche nach und nach den Kohlenkalk fast ganz verdrängen und sich in Northumberland, namentlich aber in Schottland zu einem etwa 2000 m mächtigen, kohlenführenden System von klastischen Gesteinsschichten mit eingelagerten Kalkbänken (Kulm) entwickeln, wie denn auch im südlichsten Teile von England, in Devonshire, der typische Kohlenkalk durch Kulmschiefer und Plattenkalke mit Posidonia Becheri und darüber durch Sandsteine und Schieferthone mit Kohlenflötzen vertreten ist. Auf den Kohlenkalk, Kulm und deren kohlenführende Äquivalentbildungen folgt der Millstone grit in zwischen 10 bis 300 m wechselnder Mächtigkeit und leitet die produktive Kohlenformation ein. In Irland sind die jüngeren Glieder der karbonischen Formation nur in einigen kleinen Partieen zur Ablagerung gelangt, so dass letztere fast nur durch Posidonien-Schiefer, Kohlenkalk und Millstone grit vertreten ist — in England und Schottland hingegen werden die unterkarbonischen Gebilde und der Millstone grit von der echten produktiven Steinkohlenformation in einer Mächtigkeit von bis 4000 m bedeckt, welche z. B. in Südwales 76 Kohlenflötze, unter diesen 23 bauwürdige von 32 m Gesamtmächtigkeit führen. In fast allen britischen Steinkohlendistrikten sind isolierte Kohlenkalkbänke mit mariner Fauna zwischen den terrestren Schichten eingeschaltet. In Schottland gliedert sich die Karbonformation wie folgt: zu oberst Coal-measures = produktive Kohlenformation; — darunter Millstone grit; — Carboniferous Limestone Series = Sandsteine, Schieferthone, Kohlenflötze, Bänke von Kohlenkalk: — Calciferous Sandstone Series = weiße Sandsteine, Ölschiefer, Kalkstein von Bourdie-House mit Fischen und Crustaceen, — zu unterst rote und graue Sandsteine und Konglomerate, die in den Oldred übergehen.

Treten wir auf den europäischen Kontinent, so finden wir eine der englischen vollkommen entsprechende Steinkohlenbildung an den Nordrand des belgisch-rheinischen Devonterrains angelagert. In Form eines verhältnismäßig schmalen Streifens dehnt sich dieselbe vom Nordabfalle der Ardennen von Bethune und Valenciennes das Maasthal entlang über Namur, Lüttich und Aachen aus, erleidet dann eine bedeutende Unterbrechung durch das Rheinthal, um weiter östlich an dem nördlichen Rande des west-

fälischen Devongebirges wieder aus der jüngeren Gesteinsüberlagerung hervorzutauchen und sich bis Stadtberge hinzuziehen. In dem Steinkohlenterrain von Belgien und Aachen ruht die durch den Kohlenkalk gebildete subkarbonische Gruppe in steiler Schichtenstellung gleichförmig auf den jüngsten devonischen Schichten und wird direkt von der produktiven Steinkohlengruppe überlagert. Nach Gosselet, de Koninck und Dupont gliedert man den belgischen Kohlenkalk in 3 Abteilungen: zu oberst Calcaire de Visé mit den Stufen des Productus Cora, des Prod. undatus und des Prod. giganteus; darunter Calcaire de Waulsort et d'Anseremme mit Spir. cuspidatus und Gon. sphaeroidalis; zu unterst Calcaire de Tournay mit den Stufen des Prod. semireticulatus und des Prod. Heberti. Das produktive Kohlengebirge (Étage houiller) bildet in Belgien 2 große Becken, dasjenige von Lüttich (oder der Maas) und das von Mons (oder der Sambre), ebenso in der Aachener Gegend die Eschweiler und die Worm-Mulde. In Westfalen hat die karbonische Formation, obwohl sie als östliche Fortsetzung der linksrheinischen zu betrachten ist, eine etwas abweichende Ausbildung erfahren. Der Kohlenkalk tritt hier nur in dem äußersten, dem Rheine zugewandten Flügel in der Nähe von Düsseldorf (Ratingen) auf. weiter nach Osten zu keilt er sich bei Leimbeck gänzlich aus und wird durch ein über 600 m mächtiges System von Thonschiefern, Kieselschiefern, Plattenkalken und Grauwacken, den Kulm, ersetzt, welcher u. a. Posid. Becheri und Goniatites sphaericus sowie Landpflanzen führt. Die produktive Kohlenformation (das Ruhrrevier) wird durch die Schichtenfolge des flötzleeren Sandsteines eingeleitet, ist 2600 m mächtig und führt 176 Kohlenflötze, darunter 90 bauwürdige mit etwa 81 m reiner Steinkohle. Das westfälische Steinkohlengebirge wird von der Kreide diskordant überlagert, auf welcher z. B. Essen, Bochum und Dortmund liegen.

Auch an dem Ostrande des rheinischen Schiefergebirges windet sich ein durch Erosion vielfach zerstückelter Streifen der karbonischen, und zwar ausschließlich der subkarbonischen Formation hin, tritt als Kulm mit Posidonia Becheri im Dillenburgischen in Nassau auf und zieht sich von hier aus einerseits gegen Süden in den Kreis Wetzlar, andererseits gegen Norden bis nach Stadtberge, wo er sich an das westfälische Kohlenterrain anschließt.

Die im nördlichen Teile von Westfalen bei Ibbenbühren und am Piesberge bei Osnabrück aus der Decke von jüngeren und jüngsten Formationen hervortretenden isolierten Partieen der produktiven Steinkohlenformation stehen wahrscheinlich mit dem westfälischen Steinkohlengebirge unterirdisch in Verbindung und sind nur Ausläufer dieses letzteren. Sie führen bei Ibbenbühren 7 bauwürdige Flötze mit 5,26 m Kohle und 5 unbauwürdige; bei Piesberg 3 bauwürdige Flötze mit 2,74 m Kohle.

An den Südabfall des Hunsrück lehnt sich das Kohlenbecken von Saar-

brücken. Seine karbonischen Schichten gehören ausschließlich der produktiven Kohlenformation an. Die Steinkohlenflötze sind fast ganz auf deren untere Abteilung, die Saarbrücker Schichten, beschränkt. Diese besitzen eine Mächtigkeit von etwa 2800 m, in welcher bis jetzt 145 unabbauwürdige und 88 bauwürdige Flötze, darunter mehrere 2 bis 4 m, letztere zusammen 82 m mächtig, aufgeschlossen sind. Sie lagern flach muldenförmig und zwar diskordant auf devonischen Schiefern auf und werden mit dem Rotliegenden (den Cuseler und Lebacher Schiefern) durch die obere Abteilung des dortigen Karbons, die Ottweiler Schichten, innig verknüpft. Der flötzreiche Teil des Saarbrücker Kohlenbassins nimmt ein Areal von 7 Quadratmeilen ein.

Die Steinkohlenformation des Saargebietes gliedert sich nach E. Weiß wie folgt:

2. Flötzerme Abteilung, die Ottweiler Schichten (= obere Abteilung der prod. Steinkohlenformation = Calamarien- und Farnstufe). In ihrer unteren Stufe mit einigen Kohlenflötzen, ferner mit Anthracosia, Estheria, Leia, Candona, Fischschuppen und Koprolithen; Pecopteris arborescens, Odontopteris obtusa.
1. Flötzreiche Abteilung, die Saarbrücker Schichten (= untere Abteilung der produktiven Steinkohlenformation (= Sigillarienstufe), namentlich mit Lepidodendron und Sigillaria, Calamites, Asterophyllites, Annularia, Cyclopteris, Neuropteris, Odontopteris, Noeggerathia und Cordaites sowie Anthracosaurus- und Insekten-Resten).

Im Elsass ist sowohl der Kulm, wie das produktive Kohlengebirge entwickelt*). Ersterer enthält bei Thann und Niederburbach eine charakteristische Flora (Knorria imbricata, Cardiopteris polymorpha u. a.), bei Burbach u. a. O. eine subkarbonische Fauna (Productus, Phillipsia) und setzt ein ansehnliches Gebiet der Vogesen zusammen. Das produktive Kohlengebirge bildet eine Anzahl isolierter Schollen auf den ältesten Gesteinen der Vogesen. Im Schwarzwalde hingegen bildet es die steile, zwischen Gneiß und Granit eingeklemmte Mulde von Diersburg-Hagenbach-Berghaupten**).

Am Aufbau des nordwestlichen Harzes nimmt der Kulm einen wesentlichen Anteil. Nach v. Groddeck gliedert sich derselbe dort wie folgt:

4. Obere oder Grunder Grauwacke, grobe und feinkörnige Grauwacken, sowie Thonschiefer mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten; Konglomerate mit Granit- und Porphyrgeröllen;

---

*) E. W. Benecke. Abriss d. Geologie v. Elsass-Lothringen. Straßburg 1878 S. 17. — G. Meyer. Kulm i. d. südl. Vogesen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. B. III. H. I. 1884.

**) H. Eck. Erläut. z. geogn. Karte von Lahr. Lahr 1884. S. 34—72.

3. Untere oder Clausthaler Grauwacke nebst Thonschiefern, diese mit Pos. Becheri, Cal. transitionis, Lepidodendron, Knorria;
2. Posidonienschiefer und Kulmkalk mit Pos. Becheri, Productus Cora, Goniat. crenistria;
1. Kieselschiefer, bunte Thonschiefer und Adinolen, mit Einlagerungen von Grauwacke, Kulmkalk und Diabas.

Südöstlich vom Harz ist das Oberkarbon durch das Steinkohlengebirge von Wettin und Löbejün in der Provinz Sachsen vertreten, ersteres mit 4 Flötzen und 3,43 m Kohle. Dasselbe bildet die obere Stufe eines 900 bis 1300 m mächtigen Schichtenkomplexes*), welcher sich diskordant auf das Unterdevon des Ostharzes anflagert und früher als Mansfeld-Rothenburger Unter- und Mittelrotliegendes aufgefasst wurde. Derselbe beginnt mit roten oder rötlichen Konglomeraten (Hornquarzkonglomerate) und Arkosen mit Kalksteinknauern; darauf folgen rote Sandsteine und Arkosen (Siebigeröder Sandsteine) mit Kieselhölzern, sowie sandige Schieferletten und auf diese das Wettiner Steinkohlengebirge (= obere Ottweiler Schichten), um schließlich vom Unterrotliegenden und seinen Eruptivgesteinen überlagert zu werden. An der Basis dieses ganzen Schichtensystems stellen sich bei Grillenberg am Harzrande einige schwache Steinkohlenflötzchen und Brandschieferbänke mit Neuropteris flexuosa, Pecopteris Miltoni und zahlreichen Stigmarien ein (Grillenberger Schichten = untere Ottweiler Schichten). Ebenfalls der oberen Stufe des Oberkarbons gehört weiter im Westen das Ilfelder Kohlengebirge an, welches aus herzynischen Konglomeraten besteht, denen ein Komplex von Sandsteinen und Schieferthonen mit einem 1,5 m mächtigen Flötz zwischengelagert ist.

Im Königreiche Sachsen besitzt die karbonische Formation eine größere Verbreitung und zwar als produktive Steinkohlenformation in dem Zwickauer Kohlenfelde mit 10 Flötzen (darunter das Planitzer und das Rußkohlenflötz mit 8 bis 10 m Mächtigkeit), im Lugauer Kohlenfelde mit 7 Flötzen (davon die 4 unteren abbauwürdig, am Hedwig-Schachte scharen sich dieselben lokal zu einem einheitlichen Flötze von bis 19 m Mächtigkeit) und in dem Steinkohlenbassin von Flöha, welches jedoch sehr arm an Kohle ist, während das Döhlener Becken bei Dresden der unteren Grenzstufe des Rotliegenden angehört. Außerdem finden sich auf dem Rücken des Erzgebirges noch einige kleine Schollen der produktiven Kohlenformation, so bei Brandau, Zaunhaus, Altenberg, Saida und Schönfeld. Das Subkarbon ist in Sachsen vertreten 1. durch den kohlenführenden Kulm von Chemnitz-Hainichen (zu unterst das Grundkonglomerat, darüber Arkosen, Sandsteine, Schieferthone und Steinkohlenflötze nebst Linsen von Kohlenkalk); 2. durch den Kulm und Kohlenkalk von Wildenfels

*) K. v. Fritsch. Das Saalthal zwischen Wettin und Cönnern. Z. f. Naturw. Halle 1888. S. 114.

bei Zwickau (Thonschiefer, Grauwacken und Konglomerate, sowie an Crinoiden reicher schwarzer Kohlenkalk); 3. durch den Kulm des Vogtlandes (Grauwackensandstein, Granitkonglomerat, Thonschiefer, mit Nestern von Kohlenkalk). Überall ist der Kulm steil aufgerichtet, die produktive Kohlenformation hingegen schwebend, lokal diskordant auf jener, gelagert.

H. B. Geinitz hat das sächsische Karbon nach den vorwaltenden Vertretern der während der Bildungszeit der Flötze und damit verknüpften Schieferthone herrschenden Floren in 3 Zonen gegliedert:

3. Zone der Calamiten und Farne,
2. Zone der Sigillarien,
1. Zone der Lycopodiaceen mit z. B. Sagenaria Veltheimiana Sternb., Sphenopteris distans Sternb., Calamites radiatus (transitionis). Diese unterste Zone repräsentiert den Kulm, hingegen Zone 2 und 3 die obere produktive Kohlenformation.

Neuerdings hat jedoch T. Sterzel gezeigt, dass die Flora des erzgebirgischen produktiven Kohlengebirges eine einheitliche ist, in der keine wesentlichen Zonenunterschiede bestehen. Er parallelisiert das letztere mit den Saarbrücker und den unteren Ottweiler Schichten des Saargebietes.

Eine sehr große Verbreitung hat der Kulm im Fichtelgebirge, Frankenwald und im südöstlichen Thüringen. Seine untere Stufe besteht hier aus schwarzen Thonschiefern mit Zwischenbänken von Kohlenkalk und kalkigen Grauwacken oder aber fast nur aus Dachschiefern (Lehestener Schiefern), erstere mit zahlreichen charakteristischen Tierresten (z. B. vielen Productus-Arten), letztere mit Landpflanzen (z. B. Cal. radiatus). Die obere Stufe besteht aus einem unendlichen Wechsel von Grauwacken und Thonschiefern, erstere stellenweise reich an Pflanzen (z. B. Cal. radiatus und Sagen. Veltheimiana). Die obere produktive Steinkohlenformation ist im Thüringer Walde durch die kleinen Kohlenbecken bei Manebach und Goldlauter, ferner am südwestlichen Abhange des Frankenwaldes durch die Ablagerung von Stockheim vertreten, welche einen aus Kulm bestehenden Rücken von drei Seiten mantelförmig umgiebt.

Noch weiter im Osten Deutschlands breiten sich die Steinkohlenterrains von Ober- und Niederschlesien aus. Sie umfassen die obere und untere Abteilung der karbonischen Formation, und zwar in Niederschlesien eine Kombination beider Fazies der subkarbonischen Gruppe, indem Kohlenkalklager mit Productus und Spirifer zwischen den Grauwacken und Schiefern des Kulms mit Archaeocalamites radiatus (= Calamites transitionis) eingeschaltet auftreten. Das niederschlesische Steinkohlengebirge bildet eine von Nordwest nach Südost gerichtete Mulde, deren östlicher Flügel sich an den Gneiß des Eulengebirges anlehnt und bei Waldenburg bergbaulich aufgeschlossen ist. Ihr westlicher Flügel tritt in Böhmen bei Schatzlar wie-

der zu Tage, während ihre ganze mittlere Partie durch Rotliegendes und Kreide ausgefüllt wird. Die dortige Kohlenformation führt 34 abbauwürdige Flötze mit 42,28 m Kohle. Im Laufe der Ablagerung des niederschlesischen Kohlengebirges erfolgten zahlreiche Durchbrüche von rotem Quarzporphyr, die zum Teil auffallende Kontakterscheinungen bewirkten.

Nach A. Schütze gliedert sich das Karbon Niederschlesiens wie folgt:

II. Oberkarbon.

5. Stufe: Radowenzer Flötzzug = obere Ottweiler Schichten Weiß', Radowenzer Schichten Stur's (= oberes Oberkarbon).
4. Stufe: Ida-Stollener Flötzzug = untere Ottweiler Schichten Weiß', Schwadowitzer Schichten Stur's (= mittleres Oberkarbon).
3. Stufe: Waldenburger Hangendzug = Saarbrücker Schichten Weiß' und Schatzlarer Schichten Stur's (= unteres Oberkarbon).

I. Unterkarbon.

2. Stufe: Waldenburger Liegendzug = Waldenburger und Ostrauer Schichten Stur's; dessen Oberkulm.
1. Stufe: Kulm und Kohlenkalk.

In Oberschlesien wird die Steinkohlenformation durch den Kulm eröffnet, welcher sich im Westen an die devonische Zone von Zuckmantel-Sternberg anlehnt, indem er von Oberschlesien aus in südlicher Richtung nach Österreichisch-Schlesien und Mähren bis in die Gegend von Brünn fortsetzt und einen Flächenraum von mehr als 100 Quadratmeilen einnimmt. Er führt Posid. Becheri, Goniatites sphaericus, Calamites radiatus, Sagenaria Veltheimiana und andere Farne, Calamiten und Lepidodendren und hat mit dem Kulm des Oberharzes die meiste Verwandtschaft. Der Kohlenkalk ist nur an dem südöstlichen Ende des oberschlesischen Steinkohlenbeckens bekannt und führt namentlich Productus semireticulatus und P. giganteus. Das produktive Steinkohlengebirge bildet verschiedene, inselartig aus dem umgebenden Diluvium sich erhebende Partieen, deren größte sich zwischen Gleiwitz und Myslowitz ausdehnt. Sie gehören jedoch augenscheinlich ein und demselben Becken an, dessen Größe gegen 100 Quadratmeilen betragen wird, und sind nur oberflächlich durch Auflagerung jüngerer Gesteine getrennt. Die Gesamtmächtigkeit der oberschlesischen 104 Steinkohlenflötze wird auf 154 m berechnet, — das Xaveri-Flötz allein erreicht bis 16 m Mächtigkeit. Höchst interessant ist das Vorkommen mariner Fossilien, nämlich Orthis, Chonetes, Nucula, Arca, Goniatites, Nautilus, Bellerophon u. a., vorzüglich aber von Productus longispinus, Orthoceras undulatum, Bellerophon Uri, Chonetes Hardrensis in bestimmten, dem unteren produktiven Steinkohlengebirge angehörigen, von Stur als Oberkulm bezeichneten Schichten, — eine Erscheinung, welche auf eine zeitweilige Meeresbedeckung des karbonischen Festlandes hinweist. Eruptivgesteine, deren Hervorbrechen in die Ablagerungszeit des Kohlengebirges fällt, fehlen in

dem oberschlesischen Becken durchaus, auch sind die Schichten desselben ungestört, flach und regelmäßig gelagert, obwohl einzelne Verwerfungen nicht ausgeschlossen sind.

Das Karbon des oberschlesischen Beckens wird von Stur in folgende 5 Stufen gegliedert:

II. Oberes Kohlengebirge.

3. Untere Stufe: Schatzlarer Schichten, flötzreich.

I. Unteres Kohlengebirge.

2. Oberer Kulm, Ostrauer Schichten, mit den tiefsten Kohlenflötzen, zwischen diesen die oben erwähnte Schicht mit marinen Resten (nach Weiß u. A. schon zum oberen Kohlengebirge gehörig).
1. Unterer Kulm; Posidonien-Schichten mit Posid. Becheri, Goniat. sphaericus, Cal. radiatus, Sagenaria Veltheimiana u. a.

Im Inneren von Böhmen nimmt das produktive Oberkarbon an der Bildung einer Anzahl von in das Silur und die älteren krystallinen Gesteine eingesenkten Becken teil, so desjenigen von Kladno-Rakonitz, des von Pilsen, von Radnitz und Nirschan. Von der in denselben entwickelten kohlenführenden Schichtenreihe gehört jedoch nur der liegende Komplex zum Karbon (Radnitzer Schichten), während die höheren Flötze und deren Zwischenmittel zum Rotliegenden (s. d.) zu rechnen sind. In Mähren besitzt der Kulm eine große Verbreitung; aber nur westlich von Brünn bildet die produktive Steinkohlenformation mit 3 Flötzen von 8 bis 9 m Gesamtmächtigkeit einen schmalen, gegen 12 km langen Zug zwischen dem Syenit im im Osten und Gneißen im Westen (Rossitz-Oslawaner Becken).

In Russland nimmt die karbonische Formation, wenn auch zum großen Teile von Perm und Jura überlagert, einen ungeheueren Raum ein, indem sie in Form eines flachen, tellerartigen Beckens mehr als ein Drittel des europäischen Russlands zu unterteufen scheint. Der westliche Rand dieses Bassins tritt in einem Streifen zu Tage, welcher sich vom weißen Meere bis südlich von Moskau erstreckt, während sich sein östlicher Rand an den Ural anlegt. Die karbonische Formation ist hier fast ausschließlich als mariner Kohlenkalk zur Entwickelung gelangt, für dessen obere, mit dem Perm durch Übergänge verknüpfte Stufe (das Oberkarbon) namentlich das massenhafte Auftreten von Fusulina cylindrica charakteristisch ist. Darunter folgen Kalke mit Prod. giganteus, unter diesen kohlenführende Schichten mit Lepidodendren und Stigmarien und endlich wiederum Kalksteine (Subkarbon). Die eigentliche obere produktive Kohlenformation ist auf verhältnismäßig beschränkterem Gebiete durch ein isoliertes Becken am Donetz vertreten, welches freilich 225 Flötze besitzen soll. Letztere wechsellagern nach V. v. Möller 6—8mal mit Fusulinen- und Productuskalken.

Von den übrigen europäischen Territorien kann an dieser Stelle nur erwähnt werden, dass in den Alpen sowohl das subkarbonische, als das

obere Steinkohlengebirge (ersteres in Form von Kulm und Kohlenkalk, letzteres als schwarze Schiefer mit Anthracitflötzen sowie als Fusulinenkalk) nachgewiesen sind, aber unter außerordentlich verwickelten Fazies- und Lagerungsverhältnissen auftreten*), — dass das Karbon in Italien nur in Toscana und auf Sardinien bekannt ist, wo es in Gestalt pflanzenführender Schiefer, Konglomerate und schwacher Flötze erscheint, welche von Porphyren durchsetzt werden, — dass ferner die produktive Steinkohlenformation in Frankreich nur sehr beschränkte Verbreitung besitzt (Anteil an der belgischen Mulde, ferner im Zentralplateau die Mulde von St. Etienne, endlich die Becken von Autun und Creuzot), in Spanien und Portugal der Kulm ansehnlichere Ausdehnung erlangt, dass endlich sowohl Kohlenkalk, wie produktive Steinkohlenformation auf der Bären-Insel, auf Nowaja Semlja und auf Spitzbergen entdeckt worden sind**). In Asien sind karbonische Schichten am Altai und am Amur, Fusulinenkalke in Japan mit Sicherheit nachgewiesen. Enorm ist nach v. Richthofen die Verbreitung der Kohlenformation in China. Finden sich in diesem Lande Kohlenlager auch noch im Rhät und im Jura, so gehören doch die mächtigsten und verbreitetsten Flötze der karbonischen Formation an. Allein das Karbongebiet von SO-Shansi nimmt ein Areal von 634 deutschen □Meilen ein und enthält überall ein 5—10 m mächtiges Hauptflötz von vorzüglichem Anthracit, sowie Eisenerzlager. In der Provinz Shantung sind zwischen die kohlenführenden Schichten Bänke von Kohlenkalk mit Prod. semireticulatus eingeschaltet. Auch in China ereigneten sich am Ende der Karbonzeit großartige Eruptionen von Melaphyr, Porphyrit, Quarzporphyr***).

Am großartigsten auf der ganzen zivilisierten Erdoberfläche ist die karbonische Formation in Nordamerika entwickelt. Sie breitet sich dort über sechs größere Territorien aus, welche freilich zum Teil durch spätere Schichtenstörungen und Auswaschungen in zahlreiche isolierte Partieen zerrissen worden sind: 1. das große appalachische Kohlenfeld (s. Fig. 45 u. 287), welches sich an den Westabfall der silurischen und vorsilurischen Alleghanykette anlegt und sich über bedeutende Teile von Pennsylvanien, Ohio, Virginien, Kentucky, Tennessee und Alabama ausbreitet. Die von dem Hauptbecken abgetrennten und nahe seinem östlichen Rande in den zentralen Landstrichen Pennsylvaniens auftretenden Mulden dieses Steinkohlengebirges führen ausschließlich Anthracit, die Hauptfelder nur bituminöse

*) G. Stache. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 360 u. 375. — D. Stur. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1883. B. XXXIII. S. 189. — H. v. Foullon. ebend. S. 207. — F. Toula. Verh. d. k. k. geol. R. Wien 1877. S. 240 (vergl. vorn S. 179).

**) O. Heer. Flora fossilis arctica. Bd. IV. Zürich 1877. — F. Toula. N. Jahrb. 1875. S. 225. — Ders. Sitzb. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien I. 1873, 1874, 1875.

***) F. v. Richthofen. China. Bd. II. Berlin 1882. Kap. 9. S. 399 u. f.

Kohle. Die abbauwürdige Steinkohle soll dort bei einer stellenweisen Gesamtmächtigkeit von etwa 40 m ein Areal von 2400 geogr. Quadratmeilen einnehmen. 2. Das Illinois- und Missouri-Kohlenfeld, etwa ebenso groß, wie das vorher erwähnte, gehört den Staaten Illinois, Indiana, Kentucky, Jowa, Missouri, Kansas und Arkansas an. 3. Das Kohlenfeld von Michigan, 200 Quadratmeilen groß. 4. Das Kohlenfeld des nördlichen Texas. 5. Das Kohlenfeld von Rhode-Island, etwa 34 Quadratmeilen groß. 6. Die Kohlenfelder von Nova Scotia und New-Brunswick, etwa 740 Quadratmeilen groß. An der Nordküste von Nova Scotia bei Pictou werden 4 Flötze abgebaut, welche 13, 8, 4 und 1,3 m Mächtigkeit haben; an der Westküste kennt man zwar 76 Steinkohlenflötze, von denen jedoch nur 7 abbauwürdig sind. Das Karbon gliedert sich auf dem amerikanischen Kontinente genau so wie in Europa in zwei Abteilungen. Höchst übersichtlich ist dort die verschiedenartige (terrestre und marine) Fazies jeder dieser beiden letzteren zur Ausbildung gelangt. Das Subkarbon wird gebildet im Osten durch Sandsteine und Konglomerate mit schwachen Kohlenflötzen und reichlichen Lepidodendren, lokal mit Gyps- und Kohlenkalkbänken. Weiter nach Westen, inmitten des Kontinentes hingegen baut es sich ausschließlich aus Kohlenkalk auf. Dieser zeichnet sich durch seinen unübertroffenen Reichtum an Crinoideen, Blastoideen, rugosen Korallen und Brachiopoden aus und gliedert sich von unten nach oben in folgende Horizonte: a. Kinderhook-Gruppe mit viel Productus semireticulatus; b. Burlington-Kalk zum Teil fast ausschließlich aus Crinoideen-Resten bestehend; c. Keokuk- und Warsaw-Kalk mit Archimedes reversa (daher Archimedes-Kalke), viel rugosen Korallen, besonders Zaphrentis; d. St. Louis-Kalk mit Melonites, Lithostrotion, Productus; e. Chester- oder Kaskaskia-Kalke, wiederum mit Archimedes, Pentrematites, Poteriocrinus und vielen anderen Crinoideen.

Das Oberkarbon besteht im Osten aus dem echten flötzreichen Kohlengebirge mit Sigillarien, Calamiten und Farnen, nebst vereinzelt zwischengelagerten Kalkbänken. Nach Westen zu nehmen letztere an Zahl und Mächtigkeit stetig zu, bilden sich zu Fusulinenkalken aus und drängen den steinkohlenführenden Sandsteinkomplex ganz in den Hintergrund, bis sie endlich in den Rocky Mountains (Colorado) zur Alleinherrschaft gelangen, so dass hier Unter- und Oberkarbon, sowie auch Perm (s. d.) ein einheitliches marines Kalksteinsystem bildend.

Die Bildung der Steinkohlenflötze. Da nicht nur die Schieferthone, welche die Steinkohlenflötze begleiten, mit Pflanzenabdrücken angefüllt sind, sondern auch in der Kohle selbst die Form der Vegetabilien, aus denen sie hervorgegangen, sehr häufig noch überliefert ist, da ferner in der Steinkohle, wie Göppert, Dawson, Bailey und namentlich Gümbel zeigten, die organische Textur der ihr zu Grunde liegenden Pflanzen durch und durch in erkennbaren Formen erhalten ist, so kann über den vegetabilischen

Ursprung derselben ein Zweifel nicht obwalten. Aus eben diesen Beobachtungen ergiebt sich ferner, dass nur Land- und Sumpfpflanzen, nie aber Sectange, einen Anteil an der Massenbildung der Kohle genommen haben. Obenan stehen die Sigillarien und Stigmarien, in manchen Flötzen auch wohl Farnstrünke (Caulopteris), in solchen subkarbonischen Alters die Lepidodendren, an sie reihen sich die Coniferen, Cordaiten und Calamiten, während die Farnwedel in dieser Beziehung eine untergeordnete Rolle spielen. Generation folgte auf Generation — die absterbenden Pflanzen sanken zu Boden, ihre faulenden Reste häuften sich entweder direkt oder nach erfolgter Zusammenschwemmung durch die Gewässer zu gewaltigen Pflanzenmassen an, um von Schlamm und Sand bedeckt die einzelnen Stadien des Verkohlungsprozesses (siehe S. 271) zu durchlaufen und sich allmählich zu Steinkohle und Anthracit umzugestalten. Letzteres findet namentlich dort statt, wo der ursprüngliche Schichtenbau der karbonischen Formation bedeutende Störungen erlitten hat, so dass die sich bei dem Verkohlungsprozesse entwickelnden Gase leicht durch Risse entweichen konnten. Dies ist z. B. bei den Anthracit-Bassins von Pennsylvanien der Fall gewesen.

Die vorwiegende Anzahl der Steinkohlenflötze wurde aus Pflanzen gebildet, welche an Ort und Stelle gewachsen waren. Dass dem so ist, geht, ganz abgesehen von der großen horizontalen Ausdehnung mancher Kohlenflötze (das Pittsburger Flötz soll ein Areal von 900 deutschen Quadratmeilen einnehmen), ferner abgesehen von der vollständigen Erhaltung des zartesten Details, z. B. an den Farnwedeln, namentlich daraus hervor, dass die Schieferthone, welche das Liegende der Flötze bilden (die Sohlschieferthone,

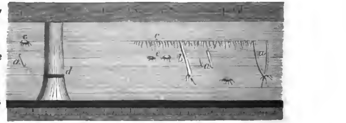


Fig. 281. Profil an der Joggins-Küste von Nova Scotia. Nach *Dawson*.

1 Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern.
2 grauer Sandstein mit aufrecht stehenden Sigillarien- und Calamiten-Stämmen.
3 Kohlenflötz, 6 Zoll mächtig.
4 Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern.
a und *b* Calamites,
c Stigmarien, zum Teil mit Wurzelfasern,
d hohler Sigillarienstrunk, 3 m hoch, mit Dendrerpeton, Pupa (siehe S. 460).

underclay), sehr häufig von Wurzeln und Wurzelfasern von solchen Pflanzen erfüllt und durchwachsen sind, deren Stämme, Zweige und Blätter sich auf diesen Schieferthonen, der damaligen Erdoberfläche, zu einem Kohlenflötze

aufgespeichert finden (Fig. 281). An den westlichen Gestaden von Nova Scotia, den Joggins, wiederholen sich innerhalb einer Schichtenreihe von 4700 m 76 solcher Wurzelhorizonte, deren jeder von einer wenn auch noch so schwachen Kohlenschicht bedeckt wird, ja in sehr vielen Fällen noch aufrecht stehende Sigillarien- und Calamiten-Strünke trägt. Dergleichen in ihrer ursprünglichen Stellung, zum Teil noch im Zusammenhange mit ihren Wurzeln erhaltene Stämme kennt man vorzugsweise in dem Kohlenreviere von Saarbrücken, ferner in dem von St. Etienne (Fig. 282), von Lancashire,

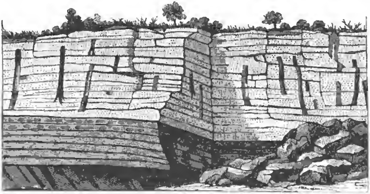


Fig. 282. Aufrechte Stämme im Kohlensandstein von St. Etienne in Frankreich. Zu unterst Steinkohlenflötz, darüber Schieferthon mit Sphärosiderit-Nieren, — dann Kohlensandstein mit aufrechten Stämmen.

Staffordshire in England; an den felsigen Ufern von Nova Scotia hat man 18 Niveaus mit aufrechten Stämmen über einander beobachtet. Die vielfältige Wiederholung solcher Landpflanzen führenden Horizonte und Steinkohlenflötze zwischen mächtigen Schichtenreihen von Sandsteinen und Schieferthonen und getrennt durch solche, oder gar durch Kohlenkalkbänke marinen Ursprungs, lassen sich kaum anders als durch Überflutungen erklären; aus jeder derselben ging ein System von Sand- und Schlamm-, zuweilen auch Kalkschichten hervor, jedem Stillstand entspricht das Emporwuchern einer Pflanzendecke auf dem neu angeschwemmten Grunde und die Entstehung eines Kohlenflötzes.

Die Bildung mancher Flötze dürfte jedoch durch Absatz zusammengeschwemmter pflanzlicher Reste vor sich gegangen sein. Für diese Thatsache spricht u. a. das häufige Vorkommen von plattgedrückten Rindenrohren, aus denen der Holzkörper entfernt (herausgeflößt) ist, die Seltenheit ganzer Stämme, die Mischung von gut erhaltenen Zweigstücken und Blütenständen mit vermoderten Fragmenten, die vielfach zu beobachtende getrennte Anhäufung von Hölzern, Blättern und Samen. Fayol nimmt für solche Fälle und zwar zunächst für den Steinkohlenkomplex des französi-

schen Zentralplateaus an, dass Ströme, welche große Massen von Geröll, Kies, Sand und Schlamm, sowie Stämme, Äste, Wedel und Blätter aus den Pflanzendickichten ihrer Entwässerungsgebiete mit sich führten, bei ihrem Eintritte in ruhige Seebecken das von ihnen transportierte Material in Form flacher Deltas abgesetzt hätten. In unmittelbarer Nähe der Flussmündungen wurden die groben Gerölle und Kies, weiter hinaus der feinere Schlamm und am weitesten entfernt die vegetabilischen Massen abgesetzt. Durch fortwährende Vergrößerung des Schuttkegels schob sich die Flussmündung immer weiter vor, die einzelnen Ablagerungszonen rückten immer weiter seewärts, die Kiese und Sande überschritten die an ihrem Fuße abgelagerte, randlich aber immer an Ausdehnung gewinnende pflanzliche Schicht, also das spätere Steinkohlenflötz.

Eruptivgesteine, Schichtenstörungen und Gangbildungen im Gebiete karbonischer Formationen. Die hauptsächlichsten Eruptivgesteine der karbonischen Periode sind Diabase, Porphyrite und Melaphyre, sowie Quarzporphyre, welche ganz ähnlich wie die des Devons im engsten Zusammenhange mit den Sedimenten jenes Zeitalters stehen, indem sie nicht selten durch Tuffe mit ihnen verknüpft sind. Der Schauplatz großartigster vulkanischer Eruption war Schottland im Beginne der Karbonzeit. An zahllosen Stellen in den Thälern und an den Küsten dieses Landes und der ihm westlich vorgelagerten Inseln, von Arran bis nach Edinburgh sieht man Diabase, Porphyrite und deren Tuffe in bis 600 m mächtigen Lagern und Komplexen dem unteren Subkarbon eingeschaltet. Aber auch in anderen Teilen Britanniens, z. B. in Devonshire, treten zwischen Konglomeraten, Schiefern, Kalksteinen und Sandsteinen der unteren Kohlenformation Einlagerungen von Diabasen und Diabastuffen auf, deren Gleichalterigkeit namentlich auch aus dem Vorkommen schlackenartiger Diabasstücke in den dortigen Konglomeraten hervorgeht. In ganz analoger Weise wechsellagern die subkarbonischen Grauwacken und Thonschiefer

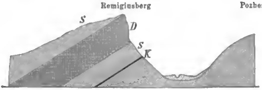


Fig. 283. Profil durch den Remigiusberg bei Cusel. Nach *A. Leppla*.
S Sandstein der Ottweiler Schichten. — *K* Steinkohlenflötz. — *D* Diabasporphyrit.

des Lahngebietes, des Oberharzes (Lautenthal) sowie der Umgegend von Bleiberg in Kärnthen in der regelmäßigsten Weise mit Diabasgesteinen. Charakteristische Beispiele deckenförmiger basischer Eruptivergüsse im Oberkarbon sind der Diabasporphyrit des Remigiusberges bei

Cusel im Saargebiete (Fig. 283), ferner die Melaphyrlager der Steinkohlenformation von Zwickau, sowie die Lager von Melaphyr und Mandelstein der Mansfelder Gegend. Höchst lehrreich sind die Verhältnisse, unter welchen Bomben von Melaphyr mit löcherig-narbiger Oberfläche und blasig-schlackiger Struktur zwischen den Sandsteinen des oberen Karbons (s. S. 468) in der Nähe des Rittergutes Rödchen auftreten. Sie liegen entweder ziemlich isoliert, oder eng an einander gedrängt und dann ein ursprünglich loses Haufwerk darstellend, in einem feinkörnigen, rotbraunen Sandsteine (Fig. 284), dessen Gesteinsmasse die Zwischenräume zwischen den einzelnen Melaphyrbruchstücken ausfüllt und diese als Cement zu einem Melaphyrkonglomerate verbindet. Kaum kann es fraglich sein, dass diese bei der Eruption von größeren zusammenhängenden Melaphyrmassen emporgeschleuderten Melaphyrbomben in die Gewässer fielen, auf deren Grunde die Sande zur Ablagerung gelangten, mit denen sie sich mengten. Die beschriebenen Verhältnisse erinnern auf das lebhafteste an gewisse Aufschlüsse am Fuße des Roderberg-Vulkanes oberhalb Bonn, wo in ganz analoger Weise Bomben und Lapilli von rezenter Lava zwischen geschichtetem Rheinsande und Geröllen auftreten.

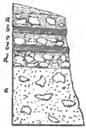


Fig. 284. Profil zwischen Rödchen und Leimbach unweit Mansfeld. (*H. Crd.*)

a Rotbrauner, lockerer Sandstein mit einzelnen Melaphyrauswürflingen. — *b* Dünngeschichteter Sandstein ohne solche. — *c* Sandstein mit viel Bomben. — *d* Haufwerk von Auswürflingen; zusammen etwa 10 m mächtig.

Eruptionen von Quarzporphyr haben in Deutschland während der Kohlenperiode, z. B. in dem jetzigen Kohlenbassin von Flöha in Sachsen, stattgefunden. Hier fiel seine Eruption in die zweite Hälfte des karbonischen Zeitalters; er durchsetzte die bereits abgelagerten unteren Schichten des Oberkarbons, breitete sich darüber in etwa 60 m Mächtigkeit aus und wurde dann von den jüngeren karbonischen Sandsteinen, Schiefern und dünnen Kohlenflötzen überlagert, so dass er jetzt als vollkommen gleichförmige Einschaltung zwischen beiden erscheint. Oberkarbonischen Alters sind auch die Granitstöcke des Erzgebirges, Ostthüringens, des Fichtelgebirges und des Harzes (s. S. 295 und 443), welche lokal noch den Kulm metamorphosiert haben, während die Konglomerate des Rotliegenden Rollstücke der Granite und ihrer Kontaktgesteine umfassen.

Allgemein verbreitet sind Störungen der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse des karbonischen Schichtensystemes, welche letzteren ihrer Entstehung nach horizontale oder fast horizontale gewesen sein müssen. An Stelle dieser normalen Lagerung ist nicht selten ein außerordentlich komplizierter und gestörter Schichtenbau getreten. Die ganze Formation ist von großartigen, gewaltsamen Bewegungen ergriffen und durch seitlichen Druck steil aufgerichtet, zu zahllosen Mulden und Sätteln

zusammengedrückt, zickzackartig gefaltet, fächerförmig verschoben, ja überkippt worden. Nachstehendes Profil durch das in der Nähe von Aachen gelegene Worm-Revier und die Eschweiler Mulde (Fig. 285, vergl. auch Fig. 226) zeigt derartige steile Mulden, deren Flügel in dem Wormbassin außerdem noch zu zahlreichen kleineren Falten zickzackförmig zusammengestaucht sind. Ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse wiederholen sich in Westfalen*), Belgien und Frankreich. Besonders auffällig ist die Architektur der großen Mulde von Mons (Fig. 286), deren nördlicher Flügel flach und regelmäßig gegen Süd fällt, während der Südflügel steil aufgerichtet und in

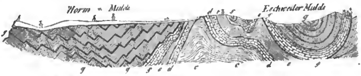


Fig. 285. Profil durch die Worm- und Eschweiler Mulde.
c d e Oberdevon. — *f* Kohlenkalk. — *g* Produktive Kohlenformation. — *h* Kreide und Braunkohlenformation.

wiederholte zickzackförmige Falten geknickt ist, eine Lagerung, an welcher nicht nur die sämtlichen Glieder der karbonischen Formation, sondern auch die Schichten des Devons teilnehmen.

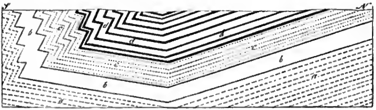


Fig. 286. Ideales Profil der Mulde von Mons.
a Devonische Formation. — *b* Kohlenkalk. — *c* Flötzleerer Sandstein. — *d* Produktive Kohlenformation.

Ganz ähnliche Schichtenstörungen machten sich in Nordamerika gegen das Ende der karbonischen Periode geltend. Mit der Ablagerung der oberen Kohlenformation schlossen die Sedimentationsprozesse, aus denen der Untergrund fast der ganzen östlichen Hälfte des nordamerikanischen Kontinentes hervorgegangen war, ab. In diese Zeit fallen gewaltige Schichtenstörungen, von welchen die karbonischen und sämtliche altpaläozoische Formationsglieder in dem ganzen appalachischen Gebirgssystem betroffen wurden. Durch seitlichen Druck wurden dieselben zu lauter unter sich und der heutigen atlantischen Küste parallelen Falten zusammengeschoben, deren

*) G. Köhler. Über die Störungen im Westfäl. Steinkohlengebirge u. deren Entstehung. Z. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen im preuß. Staat. Bd. XXVIII. Taf. XVI. XVII.

Steilheit und Höhe im Osten, also im eigentlichen Alleghany-Systeme ihr Maximum erreicht, nach Westen zu aber abnimmt und zwar so, dass sie proportional ihrer Entfernung vom atlantischen Ozeane flacher werden (siehe Fig. 45, S. 175 und Fig. 287).

Faltungen des karbonischen Schichtensystemes, wie die beschriebenen, konnten bei dem Widerstande, den die wenig plastischen Gesteinsmassen derartigen Biegungen entgegensetzten, nicht vor sich gehen, ohne Zerreißungen und Berstungen der Schichtenkomplexe zu verursachen. Derartige Spalten sollten die Veranlassnng zweier wichtiger geologischer Erscheinungen, der Verwerfungen und der Gangbildungen werden. Fast alle Kohlenbassins haben Störungen ihrer Architektur durch Sprünge und Verwerfungen erlitten, mit denen nicht selten eine Zermalmung des ihnen nächsten Nebengesteines Hand in Hand gegangen ist. Zum größten Teile äußern diese Verwerfungen freilich nur einen untergeordneten Einfluss auf die Lagerungsverhältnisse (Fig. 288). Zuweilen aber wiederholen sie sich in kleinen Zwischenräumen in so großer Anzahl, dass eine vollständige Zerstückelung des Kohlengebirges eingetreten ist, welches dann aus regellos durch einander geschobenen Gebirgstrümmern besteht (Fig. 289). Anderseits erreichen manche derartige Dislokationen so großartige Dimensionen, dass die gegenseitigen Verschiebungen der durch die Verwerfung getrennten Flügel mehrere Hundert Meter betragen. So hat die unter dem Namen Münstergewand bekannte Verwerfung die Schichten eines Teiles der Eschweiler Mulde über 250 m, die Oberhohndorfer Hauptverwerfung einen Flügel des Zwickauer Karbons um 150 m in die Tiefe gerückt: die »Sutan« genannte Verwerfung in der Ruhrgegend bewirkt einen Sprung von 200 m; auf dem Ninety-fathomdyke, einer mit Sandsteinmasse ausgefüllten



Fig. 287. Profil durch das Alleghanysystem und das appalachische Kohlenbecken. 1 Archäische Gneißformation, 2 Untersilur, 3 Obersilur, 4 Devon, 5 Catskill- (Old-Red-) Sandstone, 6 subkarbonische Formation, 7 produktive Steinkohlenformation.

Kluft, ist der nördliche Teil der Kohlenformation von Newcastle über 330 m in die Tiefe gesunken, so dass Zechstein in der Fortsetzung der Kohlenflötze liegt. Noch bedeutendere Dimensionen erreichen die Verwerfungen, welche den Westabfall der Alleghanies in Nordamerika begleiten, so z. B. in Süd-West-Virginien, von wo Sprünge von 2 bis 3000 m beschrieben und untersilurische Kalksteine in das Niveau der Kohlenkalke gerückt worden sind. In dem belgisch-nordfranzösischen Kohlenbecken ist das Silur, Devon und

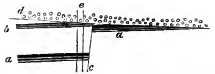


Fig. 288. Verworfene Steinkohlenflötze. Helene-Schacht bei Lugau in Sachsen. Nach *Siegert*.
a u. *b* Flötze. — *c* Verwerfung. — *d* Rotliegendes auf dem denudierten Karbon. *e* Helene-Schacht. Maßstab 1 : 2000.

Subkarbon auf einer sanft nach S fallenden Zerreißungsfläche, die sich bereits von Aachen aus über Lüttich bis Boulogne verfolgen lässt, über das Oberkarbon hinaufgeschoben worden (s. Fig. 113, S. 329).

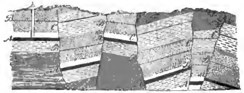


Fig. 289. Profil im Kohlenrevier von Aukland in Durham.
A, *B*, *C* Kohlenflötze.

Waren in den eben angeführten Beispielen Zerreißungen der karbonischen Schichtensysteme die Ursache eines zum Teil außerordentlich schwierigen Abbaues der Steinkohle, schädigten also den Mineralreichtum eines Landes, so haben andere Spalten Gelegenheit zur Entstehung gangförmiger Erzlagerstätten gegeben und damit Objekte großartiger bergbaulicher Unternehmungen geschaffen. Die Bleiglanzgänge des Oberharzes*) sind Ausfüllungen solcher Spalten im Devon, namentlich aber in der unteren Kohlenformation, dem Kulm. Dieser bildet das nördlich vom Devon des Kahlenberges, östlich vom Quarzfels des Bruchberges, süd-

*) A. v. Groddeck. Über die Erzgänge des nw. Oberharzes. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 693. — Z. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen. Bd. XXI. Taf. 1 u. 2. S. 1. — B. Rösing, ebend. Bd. XXV. S. 280. Taf. XIII. — Siehe auch E. Kayser. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 412. Taf. X. — K. Lossen, ebend. 1881. S. 1.

südlich und westlich vom Perm scharf umgrenzte clausthaler Hochplateau, welches von den in nordwestlicher Richtung streichenden Erzgängen durchsetzt wird, ohne dass diese bis in die überlagernden permischen Schichten hineinreichen, — ein Beweis, dass die Gangspalten in der Zeit, wo anderwärts die produktive Kohlenformation zur Ablagerung gelangte, aufgerissen worden sind, und zwar geschah dies auch hier im Zusammenhange mit seitlicher Zusammenpressung, Faltung und lokaler Überkippung der oberharzer Devon- und Karbonschichten. In den meisten Fällen wurden die Gänge zur Ursache großartiger Verwerfungen, wie z. B. der Grünlindener und der Hauptgang bei Bockswiese (s. Fig. 290). Hier wird das Liegende dieser Gänge zu oberst von Kramenzelkalk, darunter von Calceola-Schiefern und unter diesen von Spiriferensandstein, also vom Devon, — ihr Hangendes aber von Kulm mit Posid. Becheri und unterhalb dieses von Kramenzelkalk, also Oberdevon gebildet. Die Höhe dieser Verwerfung beträgt mehr als 2000 m; Verwerfungsverhältnisse, wie die oben erwähnten, sind auf dem Oberharz keine Ausnahme, vielmehr ist es Regel, dass die Gänge bedeutende Verwerfungen und damit zusammenhängende Verschiebungen verursacht haben, durch welche das Hangende der Gangspalte in ein tieferes Niveau herabgerückt wurde. Die Gänge selbst treten in dem clausthaler Kulm-Plateau zu mehreren Zügen zusammengruppiert auf, von welchen der Burgstädter, Zellerfelder, Rosenhöfer und Silbernaaler Zug direkt um und unter Clausthal und Zellerfeld, die sechs übrigen etwas weiter entfernt liegen. In jedem dieser Züge unterscheidet man einen sehr mächtigen, im wesentlichen mit veränderten Nebengesteinsbruchstücken, namentlich aber mit mildem, schwarzglänzendem Gangthonschiefer ausgefüllten Hauptgang, innerhalb dessen erzführende Trümer auftreten, welche sich in mannigfachster Weise scharen und verzweigen. Diese Trümer thun sich oft zu einer bedeutenden, mehrere Lachter betragenden Mächtigkeit auf, nehmen aber sowohl ihrem Streichen wie Fallen nach an Mächtigkeit wieder ab, werden bis auf wenige Centimeter zusammengedrückt, blähen sich

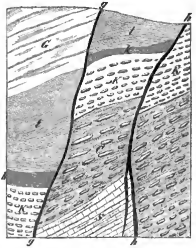


Fig. 290. Profil durch den Johann Friedricher Schacht bei Bockswiese. Nach v. *Groddeck*.

h Bockswieser Hauptgang. — *g* Grünlindener Gang. — *S* Spiriferensandstein. — *C* Calceolaschiefer u. Goslarer Schiefer. — *K* Kramenzelkalk. — *k* Kieselschiefer. — *t* Kulmthonschiefer. — *G* Kulmgrauwacke.

dann wieder auf oder keilen sich ganz aus. Der erwähnte, sogenannte Gangthonschiefer, welcher, mit Bruchstücken weniger veränderten Nebengesteines vereint, die Gangmasse bildet, in welcher die Erztrümer aufsetzen, ist ein milder, glänzend schwarzer oder bunter, fettig anzufühlender, meist stark bituminöser Schiefer, der wie gequetscht erscheint, in schulpige Massen abgesondert ist und beim Zerschlagen in lauter glänzende, gekrümmte Blättchen zerfällt. Diese eigentümliche Gangausfüllungsmasse ist nach v. Groddeck*) auf die Weise entstanden, dass bei der Entstehung von Verwerfungen Rutschungen einer der beiden Spaltenwände auf der anderen stattfanden, infolge deren einerseits die fast überall nachweisbaren Rutsch- und Spiegelflächen an den Spaltenwänden hervorgerufen, andererseits große Partieen des Nebengesteines zu feinem Pulver zerrieben wurden. Letzteres vermischte sich mit den eindringenden Tagewassern zu Schlamm, erhärtete unter dem Drucke der Gebirgsmassen, wobei sich zugleich gewisse chemische Prozesse vollzogen (Sericit-Bildung in den bunten Varietäten), und füllte die Gangspalten als ein neues Gestein, als Gangthonschiefer aus. Entweder zugleich oder später fand die Bildung der erzführenden Klüfte und Spalten des durch neue Gesteinsbewegungen wieder aufgerissenen Ganggesteines statt. Das wesentlichste mineralische Material, aus welchem diese Trümer und Erzmittel zusammengesetzt sind, ist Kalkspat, Quarz, Schwerspat, Braunspat, Spateisenstein, silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Fahlerz, welche in der verschiedensten Weise vergesellschaftet sind (siehe S. 342), zum Teil auch die Ausfüllungsmasse des Hauptganges, also namentlich die Gangthonschiefer imprägnieren.

Auch die berühmten, ihrer Natur nach freilich von den clausthaler weit verschiedenen Zink- und Bleiglanzlagerstätten der Gegend von Aachen setzen zum größten Teile in karbonischen Schichten auf. Die Hügelreihe jenes Distriktes besteht aus devonischen Schiefern und Kalksteinen, Kohlenkalk, oberer Kohlenformation und Kreide. Die paläozoischen Schichtensysteme sind sattel- und muldenförmig, z. T. saiger, ja überkippt gestellt (vergl. Fig. 226 u. 285), während die Kreide ziemlich horizontal darüber liegt. Die dort auftretenden Erze sind Zinkblende, Bleiglanz und Schwefelkies mit Kalkspat und Quarz vergesellschaftet, oft in schaliger Anordnung. Gegen ihr Ausgehendes hin sind sie in Galmei, Weißbleierz, Brauneisenerz umgewandelt. Sie bilden 1. Gänge im Kohlenkalke, 2. Kontaktlager zwischen Kohlenkalk und den darüber liegenden karbonischen Schiefern, sowie zwischen ersterem und den devonischen Gesteinen, 3. isolierte Nester im Kohlenkalke und Devon, 4. lagerförmige Imprägnationen gewisser karbonischer Schiefer und devonischer Kalksteine. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse der Zinkerzlagerstätten des angrenzenden Belgiens. Außer-

*) A. v. Groddeck. l. c. u. Abhandl. d. Kgl. pr. geol. La. Berlin 1883. S. 1.

ordentlich erzreich ist ferner die subkarbonische Formation Derbyshires, Northumberlands und Cumberlands, und zwar ist es Bleiglanz, welcher mit Flussspat, Kalkspat und Schwerspat vergesellschaftet den Kohlenkalk durchsetzt und in diesem Gänge, sowie der Schichtung parallele, langgezogene, flache Einlagerungen bildet. Auffällig ist die Erscheinung, dass der Erzreichtum der Gänge an den Kohlenkalk gebunden ist und beim Eintritt des Ganges in die zwischengelagerten Schiefer und Diabasgesteine verschwindet. Der Westen von Nordamerika, so die Staaten Missouri und Illinois, ist ebenfalls reich an vollkommen analogen Blei- und Zinkerzlagerstätten *).

Zum Schlusse möge noch ein ganz eigentümliches Gangvorkommen an dieser Stelle Erwähnung finden. Der nördliche Teil der englischen Provinz New-Brunswick in Nordamerika besteht zum Teil aus bituminösen, intensiv riechenden, schwarzbraunen, an der Luft bleichenden, dünnblätterigen Schiefern der subkarbonischen Formation, welche zahlreiche Reste von Ganoidfischen führen. Diese Schichtenreihe wird von einem Asphaltgange (Fig. 291) durchsetzt, dessen Mächtigkeit zwischen 1 und 6 m schwankt und der durchweg aus reinem glänzenden Asphalt mit ausgezeichnet muscheligem Bruche besteht, den man dort nach der ihn abbauenden Albert-Mine Albertit nennt. Hier und da umschließt derselbe einige Fragmente des Nebengesteines, fast überall aber dringt er in Form kleiner Adern und Trümer in die Klüfte und Spalten der benachbarten Schiefer und bildet eine große Anzahl von Nebentrümern. Dieser Gang war augenscheinlich ursprünglich eine Spalte, die sich mit aus dem bituminösen Nebengestein stammendem Petroleum anfüllte, welches durch Verlust der flüchtigen Kohlenwasserstoffgase und durch teilweise Oxydation verdickt und in Asphalt umgewandelt wurde.

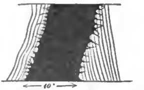


Fig. 291. Asphaltgang in der Albert-Mine in New Brunswick. Nach *Dawson*.

Die permische Formation oder die Dyas.

Unter permischer Formation begreifen wir denjenigen Schichtenkomplex, dessen Ablagerung unmittelbar auf die Steinkohlenformation gefolgt und der Triasformation vorausgegangen ist, so dass sich seine unteren Niveaus nicht selten auf das innigste an erstere, seine oberen Horizonte eng an letztere anschließen, — es ist ein Schichtenkomplex, welcher in den zu-

*) A. Schmidt. Die Blei- und Zinkerzlagerstätten von Südwest-Missouri. Heidelberg 1876. Siehe auch Rep. of the geol. surv. of Missouri. 1874.

erst bekannt gewordenen Gegenden seines Vorkommens in zwei meist scharf getrennte Formationsglieder, nämlich in die Gruppe des **Rotliegenden** (mit Landpflanzen) und des **Zechsteines** (mit marinen Resten) zerfällt (**deutsche Dyas**), während in anderen Bildungsräumen, so in Nordamerika, Russland und anderen Ländern eine solche Trennung nicht mehr so scharf oder auch gar nicht mehr durchzuführen ist.

Die Flora des deutschen Rotliegenden besitzt eine so nahe Verwandtschaft mit derjenigen des produktiven Steinkohlengebirges, dass einige Geologen das Rotliegende zum Karbon ziehen, dessen terrestre Fazies sich dann gliedern würde in: 3. Rotliegendes: — 2. oberes produkt. Kohlengebirge; — 1. Kohlen-Kulm.

Die Dyas Deutschlands.

Hauptlitteratur über die deutsche Dyas.

J. C. Freiesleben. Geogn. Beitrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges. 4 B. Freiberg 1807—1815.

E. F. Germar. Die Versteinerungen des Mansfelder Kupferschiefers. Halle 1840.

H. B. Geinitz u. A. von Guthier. Die Versteinerungen des Zechsteingebirges u. Rotliegenden. Dresden u. Leipzig 1849.

H. R. Göppert. Die fossile Flora der permischen Formation. Kassel 1854.

H. Graf z. Solms-Laubach. Die Coniferen d. Deutsch. Kupferschiefers u. Zechsteins. Pal. Abhandl. B. II. Heft 2. Berlin 1884.

K. von Schauroth. Ein Beitrag zur Fauna d. deutsch. Zechsteingebirges. Sitzber. K. Akad. d. Wiss. Wien 1853.

H. B. Geinitz. Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1861; Nachträge z. Dyas. I. 1880. II. 1882. III. 1884.

E. Beyrich. Erläuterungen z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Blatt Ellrich, Stollberg, Nordhausen, Zorge, Benneckenstein. 1870.

E. Weiß. Die Steinkohlen führenden Schichten bei Ballenstedt. J. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 596.

K. v. Fritsch. Das Saalthal zwischen Wettin und Könnern. Z. f. Naturw. Halle 1888. S. 114.

O. Speyer. Die Zechsteinformation des westlichen Harzrandes. Ebend. 1880. S. 80.

K. Liebe. Der Zechstein des Fürstentums Gera. Z. d. D. geol. Ges. 1855. S. 406. Ferner: Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 56.

E. Beyschlag. Geognost. Skizze d. Umgeg. v. Crock im Thür. Wald. Zeitschr. f. Naturw. Halle. Bd. LX. 1882. S. 571.

C. W. Gümbel. Geognost. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 555—584.

H. Bücking. Die Zechsteinformation bei Schmalkalden. J. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 29.

H. Pröscholdt. Zechsteinformation am kleinen Thüringer W. Ebend. 1886. S. 165.

H. Loretz. Zechst. i. d. Gegend v. Blankenburg u. Königsee am Thüringer Walde. Ebend. 1889. S. 221.

H. von Dechen. Geol. u. Pal. Übersicht d. Rheinprovinz u. d. Prov. Westfalen. Bonn 1884. S. 291.

E. Holzapfel. Die Zechsteinform. am O.-Rande des Rhein.-Westfäl. Schiefergebirges. Görlitz 1879.
Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Sachsen, bearb. unter der Leit. von H. Crd. S. Chemnitz von Siegert, S. Lichtenstein u. Zwickau von Mietzsch, S. Meerane u. S. Oschatz von Siegert, S. Rochlitz u. Frohburg von Rothpletz, namentl. aber S. Stollberg-Lugau von Siegert u. Sterzel; Profiltafeln durch d. Steinkohlenrevier Lugau-Ölsnitz von Siegert; ferner:
T. Sterzel, VII. Ber. d. naturw. Gesellsch. z. Chemnitz 1878—1880. S. 155, sowie ebend. V. Ber. 1873—1874. S. 71. Ferner: Flora des Rotliegenden im nordwestl. Sachsen. Pal. Abhandl. Berl. 1886.
H. Credner. Die obere Zechsteinformation im Kgr. Sachsen. Ber. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Leipzig 1885. S. 189. — Ders. Das sächs. Granulitgebirge u. s. Umgeb. Leipzig 1884. S. 107.
E. Geinitz. Verst. a. d. Brandschiefer d. unteren Dyas v. Weißig b. Pillnitz. N. Jahrb. 1873. S. 691, u. 1875 S. 1 u. Nov. act. Leop. Carol. Bd. XLI. Pars II. 1880.
E. Weiß. Die Flora des Rotlieg. v. Wünschendorf. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Preuß. Bd. III. Heft 1. 1879.
E. Weiß. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet. Bonn 1869—1872. Ferner: Das Rotliegende des Pfälzischen Gebirges. N. Jahrb. 1868. S. 626.
H. Eck. Erläut. z. geognost. Karte d. Umgegend v. Lahr. Lahr 1884. S. 72.
E. Cohen. Die zur Dyas gehörigen Gesteine des südl. Odenwaldes. Heidelberg 1871.
E. W. Benecke u. E. Cohen. Geogn. Beschr. d. Umgeg. v. Heidelberg. Straßburg 1881. S. 189—293.
E. W. Benecke u. L. van Werveke. Das Rotliegende der Vogesen. Mitt. d. geol. La. von Els.-Lothr. III. 1890. S. 45.

Es ist soeben bemerkt worden, dass die deutsche, zwischen die produktive Kohlenformation und die untere Trias eingeschaltete Schichtenreihe in zwei petrographisch und paläontologisch scharf geschiedene Abteilungen zerfällt, eine untere, Konglomerat-Sandstein-Formation mit den Resten einer Landflora, das Rotliegende, und eine obere Kalkstein-Dolomit-Gyps-Formation mit den Resten einer marinen Fauna, den Zechstein.

1. Das Rotliegende.

Petrographischer Charakter. Das Rotliegende ist eine durchschnittlich 500 m, stellenweise z. B. in Bayern mehr als 2000 m mächtige Schichtenfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferletten. Die Konglomerate bestehen aus nuss- bis kopfgroßen Geschieben und Geröllen, also abgerundeten, zum Teil vollkommen kugelrunden Fragmenten aller möglichen älteren Gesteine, so von Granit, Diabas, Diorit, Gneiß, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Quarzit, Kieselschiefer u. s. w. Zu ihnen gesellen sich namentlich in dem oberen Rotliegenden Geschiebe von Porphyr und Melaphyr, welche von nur wenig älteren Eruptivgesteinen abstammen. Alle diese Rollstücke werden durch ein quarziges, thoniges oder sandsteinartiges, selten kalkiges Bindemittel, welches in den meisten Fällen eine höchst charakteristische, durch Eisenoxyd bewirkte rote Färbung besitzt, mehr oder

weniger fest zusammengehalten. Diese Konglomerate bilden zum Teil sehr mächtige, aber deutliche Schichten, von denen grob- und feinkörnige mit einander abwechseln. Die Sandsteine sind meist aus eckigkantigen Körpern von Quarzgesteinen, zuweilen (bei den Arkosen) auch solchen von Feldspat oder Kaolin und einem gewöhnlich thonigen, seltener kalkigen oder kaolinigen Bindemittel zusammengesetzt. Die Größe der Körner schwankt in ein und derselben Schicht zwischen der von Konglomeratgeschieben und der feinen Sandes. Rote und rötlichbraune Farben herrschen vor, grüne und graue Färbung ist jedoch nicht ausgeschlossen. Die oberste Zone der Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden ist z. B. im Mansfeldischen, in Hessen und Thüringen durch Auslaugung entfärbt, hat eine weiße oder graue Farbe angenommen und ist deshalb Weißliegendes oder Grauliegendes genannt worden. Der Schieferletten oder Rötelschiefer, ein blut- bis bräunlichroter, sehr eisenoxydreicher Schieferthon, ist ein für das Rotliegende ganz besonders charakteristisches Gestein und tritt in oft mächtigen Zwischenlagerungen zwischen den Konglomeraten und Sandsteinen auf. Kalksteine und zwar zum Teil dolomitische Kalksteine erscheinen nur sehr untergeordnet in der Schichtenreihe des Rotliegenden, bilden meist flach linsenförmige Einlagerungen, selten langanhaltende Bänke und sind zum Teil versteinerungsführend (Stegocephalen im Plauen'schen Grund bei

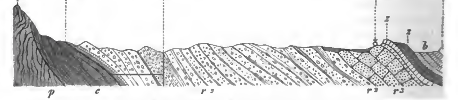


Fig. 292. Profil durch das Rotliegende und die Zechsteinformation von Stockheim bei Kronach am Frankenwalde. Nach *Gümbel*.

p Kulm. — *c* Kohlenrotliegendes mit dem Stockheimer Kohlenflötz. — r^2 mittleres Rotliegendes. — r^3 oberes Rotliegendes. — *z* Zechstein u. rote Letten. — *b* Lederschiefer und Sandsteine des unteren Buntsandsteines.

Dresden und vom Ölberg bei Braunau in Böhmen). Letzteres ist auch bei den bituminösen Schieferthonen (Brandschiefern) der Fall, welche z. B. bei Weißig, Oschatz und Chemnitz in Sachsen, bei Oberhof in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen u. a. O. im Rotliegenden flötzartige Lager bilden und Reste von Stegocephalen, Fischen und Pflanzen umschließen. Da sich die Ablagerung der unteren Dyas direkt an die Bildung der produktiven Kohlenformation anschließt, so kann es nicht auffallen, dass auch die unteren Horizonte des Rotliegenden Steinkohlenflötze führen, welche jedoch nicht die Mächtigkeit, Zahl und Bedeutung derjenigen des karboni-

schen Zeitalters besitzen. Solche kohlenführende Schichtenreihen sind die des sog. Kohlenrotliegenden im Saar-Rheingebiete, im Döhlener Becken bei Dresden, in den Kladno-Pilsener Becken in Böhmen, ferner diejenigen bei Crock im Thüringer Walde, bei Stockheim in Bayern (Fig. 292), bei Grüna, Chemnitz und Lugau in Sachsen, bei Ilmenau und Klein-Schmalkalden im Thüringer Walde, sowie das von Meisdorf und Opperode am nördlichen Harzrande. Endlich umschließen die Schieferthone und Letten des unteren Rotliegenden z. B. bei Lebach im Saargebiet versteinerungsreiche Nieren von thonigem Sphärosiderit in solcher Menge, dass dieselben als Eisenerz ausgebeutet werden. Auch Kupfererze (Malachit, Lasur, Kupferkies, Buntkupfererz) treten in dem Rotliegenden und zwar in Form von Imprägnationen namentlich bei Sangerhausen, als Sanderze im Weißliegenden, ferner an zahlreichen Stellen des nördlichen Böhmens auf, wo sie z. B. bei Böhmischbrod, Hohenelbe und Radowenz in bestimmten Sandsteinzonen konzentriert sind und Calamiten-Steinkerne imprägnieren und inkrustieren.

Paläontologischer Charakter. Die verhältnismäßig formenarme Fauna und Flora des Rotliegenden hat sich einen ausgesprochen paläozoischen Charakter bewahrt, schließt sich auf das engste an jene des karbonischen Zeitalters an und repräsentirt gewissermaßen die letzten Reste und Nachzügler der dahinschwindenden paläozoischen organischen Welt. Die Flora des Rotliegenden besteht aus Cycadeen, Coniferen und Calamiten, namentlich aber Farnen. Unter diesen sind die Geschlechter Calamites (mit dem charakteristischen C. gigas Brongn.), Annularia, Asterophyllites, Sphenopteris (S. Naumanni, S. erosa, S. germanica), Neuropteris, Callipteris (C. conferta, Fig. 293, C. praelongata, C. catadroma), Callipteridium (C. gigas), Taeniopteris (T. multinervia, T. abnormis), Alethopteris, Odontopteris durch ziemlich zahlreiche Arten vertreten, auch die Gattung Pecopteris (P. arborescens Brongn.) ist weit verbreitet. Dahingegen sind Lepidodendron, Sigillaria und Stigmaria, so massenhaft in der karbonischen Periode, nur noch durch einige wenige seltene Arten vertreten. Auch Sphenophyllum kommt nur noch selten vor. Die Stämme der baumartigen Farne dieses Zeitalters sind durch Verkieselung z. T. in großer Schönheit erhalten. Hierher gehören Psaronius und Tubicaulis. Ersterer zeigt im Querschnitte (Fig. 294) die mittelständige Achse durchzogen von bandförmigen, meist nach innen gefalteten Gefäßbündeln und umgeben von einer Schicht Nebenwurzeln, zwischen welchen die Blattstengel hervortreten. Neben diesen Farnstrünken finden sich auch verkieselte Cordaiten- und Coniferen-Stammstücke von bis über einen Meter Durchmesser. Namentlich sind die Gegenden von Flöha, Chemnitz in Sachsen, von Radowenz in Böhmen und der Kyffhäuser reich an solchen verkieselten Stämmen (Araucarioxylon). Eine große Bedeutung erlangen durch ihre Häufigkeit und Verbreitung die Zweige einer Conifere

Walchia (Fig. 295) (W. pinnata Gutb. — W. filiciformis Schloth. sp. — W. piniformis Schloth. sp.) mit pfriemenförmigen, linealen, gekielten Blättern.

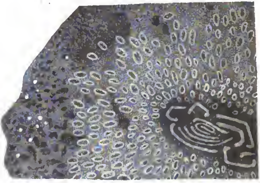


Fig. 294. Psaronius Cottai Corda. Querschnitt eines Stammstückes.



Fig. 293. Callipteris conferta Brongn.

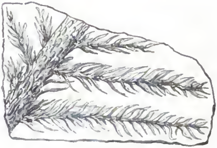


Fig. 295. Walchia piniformis Schloth.

Die Cycadeen sind durch die Gattungen Pterophyllum und Medullosa (M. stellata), die Cordaiteen durch mehrere häufige und weitverbreitete Arten von Cordaites und Cordaioxylon vertreten.

Die Fauna des Rotliegenden beschränkt sich naturgemäß auf Bewohner des Landes und des Süßwassers. Als solche sind zu nennen von Muscheln: Anthracosia, von Insekten die Reste von Schaben (Blattina und Etoblattina; Weißig), cyprisartige Schalenkrebse (Estheria), namentlich aber von Fischen die heterocerkalen, kleinschuppigen Ganoiden, vertreten durch Palaeoniscus (vratislaviensis F. Röm.), Amblypterus (macropterus Ag.) und Acanthodes (gracilis F. Röm.), ferner Süßwasserhaie (Xenacanthus Decheni Beyr.), sowie Dipnoier (Ctenodus obliquus Fritsch; dem lebenden Ceratodus nahestehend).

Eine große Entfaltung erlangen die Stegocephalen oder Schuppen-

lurche im mittleren Rotliegenden Deutschlands, welche sich durch ihre bereits sehr weitgediehene Differenzierung in zahlreiche Gruppen und Gattungen und den auf solche Weise erzeugten Formenreichtum kundgiebt. Manche Arten und zwar vorzüglich deren kiementragende Larven sind lokal in erstaunlicher Anzahl der Individuen vergesellschaftet. Hierher gehört das Vorkommen von **Archegosaurus Decheni** Goldf. (Fig. 296) und A. **latirostris** Jord. in den Sphärosiderit-Nieren der Lebacher Schichten des Saar-



Fig. 296. Archegosaurus Decheni Goldf. (natürliche Größe).
a Querdurchschnitt durch einen Zahn, vergrößert.

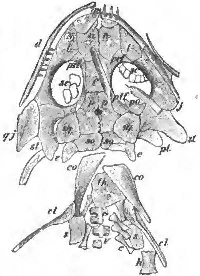


Fig. 297. Pelosaurus laticeps Credner.
d Unterkiefer, *im* Intermaxillaria, *n* Nasalia, *l* Lacrymalia, *prf* Praefrontalia, *f* Frontalia, *p* Parietalia, *ptf* Postfrontalia, *po* Postorbitalia, *qj* Quadrato-jugalia, *j* Jugalia, *st* Supratemporalia, *sq* Squamosa, *so* Supraoccipitalia, *e* Epiotica, *sc* Skleralring. — *th* Episternum, *co* Claviculae, *cl* Scapulae, *s* Coracoidea, *h* Humerus. — *v* Wirbel, *c* Rippen.

beckens*), — dasjenige von **Branchiosaurus (Protriton) petrolei** Gaudry im Mittel-Rotliegenden von Manebach, Oberhof (K. v. Fritsch) und Friedrichroda (E. Weiß) im Thüringer Walde, — endlich dasjenige von

*) H. v. Meyer. Reptilien d. Steinkohlenformation etc. Palaeontograph. 1857. Bd. VI.

Branchiosaurus amblystomus Cred. (Fig. 298), Pelosaurus laticeps Cred. (Fig. 297 und 299), Archegos. Decheni Goldf., (Fig. 296) Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Acanthostoma vorax Cred., Hylonomus Fritschi Gein. und Deichm. sp., Petrobates truncatus

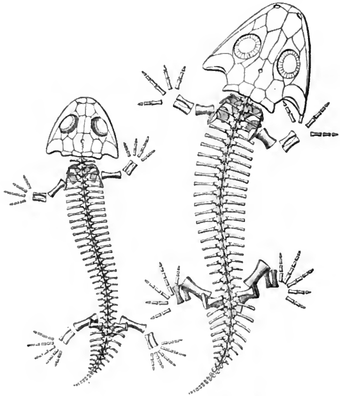


Fig. 298. Fig. 299.

Fig. 298. Branchiosaurus amblystomus Cred. (restauriert).
Fig. 299. Pelosaurus laticeps Cred. (restauriert; vergl. Fig. 297).

Cred., Discosaurus permianus Cred. aus einem Kalksteinflötze im mittleren Rotliegenden bei Niederhässlich im Plauen'schen Grunde bei Dresden*).

*) Herm. Credner. Stegocephalen und Saurier aus d. Rotl. des Plauen'schen Grundes. Z. d. D. geol. Ges. Teil I. 1881. S. 298; II. 1881. S. 574; III. 1882. S. 213; IV. 1883. S. 276; V. 1885. S. 694; VI. 1886. S. 576; VII. 1888. S. 488; VIII. 1889. S. 319; IX. 1890. S. 240. — Ders. Urvierfüßler des sächs. Rotlieg. Allg. verst. naturw. Abh. Nr. 15. Berlin 1891. — Geinitz u. Deichmüller. Nachträge z. Dyas. II. 1882; III. 1884.

Aus dem rotliegenden Kalke von Braunau in Böhmen sind von A. Fritsch beschrieben Branchios. umbrosus A. Fr., Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Chelydosaurus Vranyi A. Fr.; von demselben aus der Gaskohle von Nyrschan u. a. Branchiosaurus, Dolichosoma, Ophiderpeton, Urocordylus, Limnerpeton, Keraterpeton, Microbrachis*). Zu diesen Amphibien gesellen sich nun im Kalkstein des Plauen'schen Grundes in Palaeohatteria longicaudata Cred. und Kadaliosaurus priscus Cred. die ersten, jedoch noch sehr primitiven, rhynchocephalenartigen Reptilien. Auch Fußtapfen solcher Vierfüßler sind bekannt (bei Friedrichroda in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen, bei Oschatz in Sachsen) und als Saurichnites beschrieben.

Gliederung. Als typische Beispiele der Gliederung des Rotliegenden mögen an dieser Stelle die folgenden angeführt werden.

Das Rotliegende des **Saar-Rheingebietes** schließt sich eng an die obere Steinkohlenformation (die Ottweiler Schichten) an, und gliedert sich nach E. Weiß wie folgt:

3. Oberes Rotliegendes, postporphyrisch, deshalb oft zum großen Teile aus den zerstörten Eruptionsprodukten der vorhergehenden Zeitabschnitte zusammengesetzt, und zu unterst aus lebhaft rot gefärbten Konglomeraten bestehend, welche versteinerungsleer zu sein scheinen, und auf welche Rötelschiefer und rote Sandsteine folgen.

2. Mittleres Rotliegendes, Lebacher Schichten, beginnend mit einem 0,12 bis 0,25 m mächtigen Kohlenflötz mit einem Dache von Kieselkalk, dieser mit Acanthodes und Xenacanthus. Darüber liegen Schieferthone mit den Lebacher Thoneisensteinnieren mit Archegosaurus, Acanthodes, Xenacanthus und Amblypterus, sowie Walchia piniformis, Callipteris conferta.

1. Unteres Rotliegendes, Cuseler Schichten, beginnend mit dem Werschweiler Kalkflötze, in welchem Callipteris conferta und Calamites gigas zuerst auftreten. In den darauf folgenden Schichten kommt eine gemischte karbonische und dyadische Flora vor, vorzüglich aber Callipteris conferta, Walchia piniformis und verkieselte Hölzer, — daneben Amblypterus, Anthracosia und Estheria. Mit einem 0,20 bis 0,26 m mächtigen Kohlenflötz.

Die beiden unteren Komplexe (1 und 2) sind von v. Dechen als flötzarmes Kohlengebirge bezeichnet, von Weiß als Kohlenrotliegendes, später als Unterrotliegendes (mit der Cuseler und Lebacher Stufe) zusammengefasst worden. Während ihrer Ablagerung fanden sehr zahlreiche Eruptionen von Felsitporphyr, Melaphyr, Palatinit und Porphyrit statt, und bildeten Gänge, intrusive Lager und plattenförmige Effusionsschichten zwischen den Sedimentärgesteinen.

Das Rotliegende des **Schwarzwaldes** und zwar dasjenige der Gegend von Lahr wird von H. Eck wie folgt gegliedert:

3. Oberes Rotliegendes: roter Granitgrus mit Knauern von Dolomit und Schnüren von Carneol; rote Schieferthone und gefleckte Sandsteine; darunter lokal Porphyragglomerate.

*) A. Fritsch. Fauna d. Gaskohle u. d. Kalkst. d. Permformation. B. I. u. II. H. 1 u. 2. Prag 1879—85.

2. Mittleres Rotliegendes: Porphyrtuffe, Porphyrdecken, gleichalterig mit rotem Schieferthon, dieser mit Gampsonyx, Estheria, Walchia piniformis.

1. Unteres Rotliegendes: lichtgraue Arkosesandsteine wechselnd mit Schieferthonen (hieraus Calamites infractus, Neuropteris cordata, Odontopteris obtusiloba, Cordaites Roesslerianus und Ottonis).

In der **Mansfelder Gegend** und am südlichen Harzrande beschränkt sich die Vertretung des Rotliegenden auf dessen obere, direkt vom Zechstein überlagerte Abteilung, bestehend aus Porphyrkonglomeraten und darüber Schieferthonen, während die liegenden, früher zum Rotliegenden gerechneten Sandsteine und Quarzkonglomerate nebst den kohlenführenden Komplexen von Grillenberg und Ilfeld sich neuerdings als zum Oberkarbon (Ottweiler Schichten; siehe S. 468) gehörig herausgestellt haben (v. Fritsch l. c.). Die hangendsten Schichten des Oberrotliegenden sind gewöhnlich durch Auslaugung entfärbt (Weißliegendes) und enthalten z. B. bei Sangerhausen Imprägnationen von Kupfererzen (Sanderze).

Im **erzgebirgischen Becken** lagert das Rotliegende diskordant auf der oberen produktiven Steinkohlenformation auf (Fig. 300) und gliedert sich nach Mietzsch, Siegert und Sterzel von oben nach unten wie folgt:

2. Oberes Rotliegendes. Ziegelrote, oft kalkhaltige oder dolomitische Letten spielen eine wichtige Rolle, teils für sich als Schieferletten, teils als Bindemittel der Konglomerate und Sandsteine. Die Konglomerate enthalten Gerölle von Porphyren, Melaphyren und Tuffen. Einlagerungen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen fehlen,



Fig. 300. **Profil durch das erzgebirgische Rotliegend-Becken bei Chemnitz.** Nach *Siegert*.
p erzgebirgischer Phyllit. — *s* Silur von Draisdorf. — *c* Kulm von Ebersdorf. — *r* Rotliegendes. (*P* Quarzporphyr. — *t* Tuff.)

ebenso organische Reste. Mächtigkeit bis 800 m. — Auf dieses obere Rotliegende folgen direkt die Plattendolomite des oberen Zechsteines.

1. Mittleres Rotliegendes.

b. Obere Abteilung. Vorherrschend braunrote Kaolinsandsteine, sowie Schieferletten und Konglomerate mit erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen. Lokal mit Kohlenflötzchen, Dolomit- und Kalkplatten. Mehrfache Ergüsse von Quarzporphyr, Melaphyr, Pechstein, sowie mehrfache mächtige Tuffeinlagerungen. Haupthorizont der verkieselten Coniferen, Cordaiten, Psaronien, Calamiten und Medullosen. Außerdem mit Callipteris Naumanni Gutb., Odontopt. gleichenoides Stur sp., Callipterid. gigas Gutb. sp., Asterotheca pinnatifida Gutb sp., Ast. arborescens Schloth. sp., Taeniopteris abnormis Gutb., Calamites infractus Guth., Cal. gigas Brongn., Asteroph. radiiformis Weiß, Annularia longifolia Brongn., Cordaites principalis Germ., Walchia piniformis Schloth. sp., W. filiciformis Schloth. sp. Mächtigkeit bis 500 m.

a. Untere Abteilung. Vorherrschend grobe Konglomerate mit lokal bis metergroßen erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen, neben diesen solche

von karbonischen Porphyren und Melaphyren, lokal Fragmente von Steinkohle. Mit verkieselten Cordaioxylon- und Araucarioxylon-Stämmen. Untergeordnet Quarzsandsteine, arkoseartige Sandsteine und z. T. kalkhaltige Schieferletten. Vereinzelte Einlagerungen von Schieferthonen und Kohlenflötzchen (sog. wildes Kohlengebirge). Namentlich letzteres mit Sphenopteris fasciculata Gutb., Sphenopteris punctulata Naum., Odontopteris obtusa Brongn., Odontopteris gleichenoides Stur sp., Callipteridium gigas Gutb. sp., Cordaites principalis Germ. sp., Walchia piniformis Schloth., Araucarioxylon, Cordaioxylon.

Unteres Rotliegendes (Cuseler Stufe) fehlt. Das erzgebirgische Mittel-Rotliegende entspricht den Lebacher Schichten des Saargebietes. Gleiches gilt von den an Pflanzen- und Tierresten reichen Rotliegend-Ablagerungen von Saalhausen bei Oschatz und Weißig bei Pillnitz.

Die Steinkohlenablagerung des **Plauen'schen Grundes** zwischen Dresden und Tharand (Döhlener Becken) mit 3 Flötzen, eines bis 5 m mächtig, gehört nach T. Sterzel den Unter-Rotliegenden an (Steinkohlengebirge des unteren Rotliegenden), und enthält eine permo-karbonische Mischflora mit Callipt. praelongata Weiß, Walchia piniformis Schloth., Calamites striatus Cotta, C. major Weiß, Psaronius polyphyllus O. Feist. u. a., aber keine Spur von Sigillaria und Lepidodendron.

Das sich konkordant und ohne jede scharfe Grenze anschließende Mittel-Rotliegende besteht *a.* aus Schieferletten, Sandsteinen und Thonsteinen mit einigen Kohlenflötzchen und Kalksteinbänken, letztere mit der S. 490 aufgezählten reichen Stegocephalen- und Saurierfauna, außerdem mit Pec. Geinitzi Gutb., Pec. gigas Gutb., Scolecopt. elegans Zen., Psaronien, Cal. gigas Brong., Walchia piniformis Schloth. — *b.* zu oberst aus Gneiß- und Porphyrkonglomeraten nebst Breccientuffen.

Auch die oberen auf die Radnitzer Schichten (S. 471) folgenden Horizonte der Steinkohlen führenden Ablagerungen **Mittelböhmens** (die Nyrschaner Schichten mit der an Stegocephalen reichen Gaskohle, darüber die Kounova'er Schichten) sind nach C. Feistmantel dem Rotliegenden zuzurechnen.

Gesteinseruptionen während der Ablagerung des Rotliegenden. Zwischen den beschriebenen sedimentären Gesteinen des Rotliegenden und sehr zahlreichen Einlagerungen und Durchbrüchen von Eruptivgesteinen herrscht eine so innige Verknüpfung, dass die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung fraglos ist. Die Gesteine, welche während der Bildung des Rotliegenden, begleitet von Sand- und Aschenauswürfen, in glutflüssigem Zustande die bereits abgelagerten Schichten durchbrachen und sich auf diesen deckenartig ausbreiteten, so dass sie heute als mehr oder weniger mächtige, sehr häufig von neuem durch nur wenig jüngere Eruptivgesteine durchbrochene Zwischenlager erscheinen, sind Quarzporphyre, Granitporphyre, Palatinite, Porphyrite und Melaphyre. Der Quarzporphyr ist durch eine große Reihe von Varietäten vertreten, welche in der Farbe

und Struktur ihrer Grundmasse, in der Häufigkeit oder Seltenheit der Krystallausscheidungen und in dem Vorkommen von accessorischen Gemengteilen begründet sind. Sie treten in dem Rotliegenden wie die sämtlichen



Fig. 301. Profil durch die Einlagerungen von Eruptivgesteinen im Rotliegenden von Ilfeld. Nach *Naumann*.
a Unterdevon des Südharzes. — *b* Oberes Karbon. — *c*—*f* Rotliegendes, nämlich: *c* Schieferletten und Sandsteine. — *d* Melaphyr. — *e* Thonstein. — *f* Porphyrit.

übrigen eben genannten Eruptivgesteine entweder gangförmig oder, und zwar gewöhnlich, lagerartig auf. So war der Thüringer Wald im Beginn der permischen Periode der Schauplatz großartiger Eruptionen von Quarzporphyren, welche das Rotliegende an sehr vielen Stellen sowohl in einzelnen Kuppen, wie langen mächtigen Zügen durchsetzen. In dieselbe Zeit fällt der Ausbruch der Quarzporphyre, in welche sich das Saale-Thal bei Halle eingeschnitten hat; ferner derer, welche am Knollen bei Lauterberg und am Rabensberge bei Sachsa als Lager im Rotliegenden auftreten. In Sachsen spielen dem Rotliegenden angehörige Eruptivgesteine namentlich in dem zwischen Rochlitz, Leisnig, Wurzen und Leipzig gelegenen Areale eine sehr große Rolle, so dass neben ihnen die sedimentären Gesteine ganz in den Hintergrund treten. Die Eruptionen begannen hier mit Porphyriten (Leisnig, Kohren, Altenburg). Darauf folgen, lokal durch zwischengelagerte Tuffe von einander getrennt, mindestens 4 deckenförmige Ergüsse von verschiedenen Quarzporphyr-Varietäten, der oberste von Pyroxen-Quarzporphyr, welcher von Pyroxen-Granitporphyr durchsetzt wird. Im erzgebirgischen Becken hingegen walten Sedimentärgesteine so vor, dass die decken- und stromförmigen Ergüsse von Melaphyr und Quarzporphyr nebst Pechstein nur wie dünne aber weit ausgedehnte Bänke erscheinen (Fig. 302 und 303). Im Thüringer Walde tritt Melaphyr, abgesehen von einigen isolierten kleinen Kuppen und Gängen, in drei großen Gruppen am Nordabhange, am Südabfalle und am Ostrande des Gebirges auf. Der Melaphyr von Ilfeld am Harze bildet eine mächtige, dem Rotliegenden eingelagerte Platte (Fig. 301 *d*). Außerordentlich reich an stock- und gangförmigen Durchbrüchen von Melaphyr ist das große Rotliegend-Territorium südlich vom Hunsrück. Häufiger aber noch als solche sind in diesem Gebiete außerordentlich regelmäßige und gleichförmige Zwischenlager und Decken von Melaphyr und Mandelstein, deren Mächtigkeit zwischen wenigen und 60 bis 70 m schwankt. Auch im Odenwald sind Porphyre und in Schlesien Quarz-

porphyre und Melaphyre der Rotliegenden-Schichtenreihe plattenförmig eingeschaltet. Es ist dies z. B. bei Löwenberg, in noch großartigerem Maßstabe in dem Rotliegenden der Fall, welches, wiederum von Kreide überlagert, das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbassin ausfüllt. Das Ausgehende dieser Porphyr- und Melaphyreinlagerungen bildet einen großen nach SO geöffneten Bogen, welcher fast ununterbrochen von Schatzlar in Böhmen über Gottesberg und Waldenburg bis in die Nähe von Glatz zu verfolgen ist. In dem nordöstlichen Böhmen wiederholen sich die nämlichen Erscheinungen (siehe Fig. 304); im Jiciner Kreise treten 5 mächtige Decken über einander, aber getrennt durch Zwischenlager von Rotliegendem auf. Auch in den kleineren Partieen von unterer Dyas, welche in der Gegend von Krakau bekannt sind, fehlen weder Porphyre, noch typische Melaphyre und Mandelsteine. Endlich fällt auch die Eruption vieler **P o r p h y r i t e** in die Ablagerung des Rotliegenden. Bei Ilfeld hat sich ein solcher über das unterste Rotliegende und den ihm eingelagerten Melaphyr in Form einer mächtigen Decke ausgebreitet (Fig. 304, *f*). Ähnliches gilt von den **P o r p h y r i t e n** von Leisnig und Kohren im Leipziger Kreise (s. S. 494).

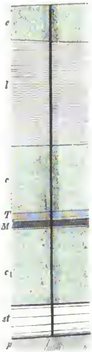


Fig. 302.

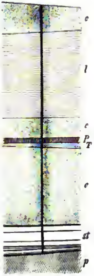


Fig. 303.

Fig. 302. Profil durch den Frischglück-Schacht (Tiefe = 931 m).
Fig. 303. Profil durch den Deutschland-Schacht I (Tiefe = 694 m) bei Lugau. Nach *Th. Siegert.*
Mittel-Rotliegendes: *c* Konglomerate, l Letten. *P* Quarzporphyr, *M* Melaphyr, *T* Tuff. — *st* produktive Steinkohlenformation. *p* Phyllite.



Fig. 304. Melaphyrgang, sich nach oben deckenförmig ausbreitend. Bei Zderetz in Nordböhmen. Nach v. *Hochstetter.*

Mit der Eruption der Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre gingen

sehr gewöhnlich Aschen- und Sandauswürfe Hand in Hand und lieferten das Material der Porphyrtuffe, welche in der Schichtenreihe des Rotliegenden eine so wichtige Rolle spielen. Diese Tuffe (Krystalltuffe, sandsteinartige Tuffe, Schlackentuffe und erdige oder silifizierte Thonsteine) sind zum großen Teil sehr deutlich und dünn geschichtet, umfassen nicht selten organische Reste, namentlich Abdrücke von Farnen, Calamarien, Cordaiten und Cycadeen sowie verkieselte Farn- und Coniferenstämme. Eine Hauptablagerung solcher Porphyrtuffe gehört dem Rotliegenden des erzgebirgischen Bassins und des südlichen Teiles des Leipziger Kreises an. Der Zeisigwald bei Chemnitz und der Rochlitzer Berg sind vulkanische Schuttkegel im Rotliegenden. Auch die Eruption der Melaphyre und Porphyre hat zu Tuffbildungen und Anhäufungen von schlackigen Bomben Veranlassung gegeben (so bei Friedrichroda und Leisnig).

An den jüngst erst emporgestiegenen Porphyren, Melaphyren und Porphyriten fanden die Gewässer der permischen Periode Gelegenheit zur Ausübung ihrer zerstörenden Thätigkeit. Ihre zu Geröll abgerundeten Bruchstücke und Auswürflinge lieferten ein Hauptmaterial gewisser Konglomerate des Rotliegenden, welche sie oft ausschließlich zusammensetzen und die dann Porphyr-, Porphyrit- und Melaphyrkonglomerate genannt werden (im Oschatz-Frohburger Distrikt, im Döhlener Becken in Sachsen, am südlichen Harzrande, bei Georgenthal in Thüringen).

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden sind nicht selten das Muttergestein wertvoller Erzlagerstätten geworden. Besonders bemerkenswert sind die Vorkommen von Manganerzen, welche sich in ganz ähnlicher Weise im Thüringer Walde und am Harz wiederholen*). Die thüringische Hauptfundstelle derselben ist die Umgebung von Elgersburg, wo Pyrolusit und Psilomelan als Ausfüllung von bis zu 5 m mächtigen Spalten im Porphyr aufsetzen. Minder bedeutend sind die dem vorigen analogen Vorkommen des Braunsteins am Örenstock bei Ilmenau und am Gottlob bei Friedrichroda, nur dass hier einzelne der Gänge im Melaphyr brechen. War das vorherrschende Manganerz Thüringens Pyrolusit und Psilomelan, so führen die im Porphyrite bei Ilfeld am Harz aufsetzenden Braunsteingänge Manganit, zum Teil in den ausgezeichneten Krystallen, welche jene Fundstelle so berühmt gemacht haben. — In den Sandsteinen und Schiefern, Hornsteinen und Konglomeraten des Rotliegenden der Pfalz und den sie durchbrochen habenden Melaphyren und Porphyren setzen Quecksilbererze zum Teil als Imprägnation des Nebengesteines auf. Die Ausfüllung dieser Gänge besteht dort vorwaltend aus Letten, in welchen die Quecksilbererze, nämlich gediegenes Quecksilber, Amalgam und Quecksilberhornerz, vorzüglich aber Zinnober in Schnüren, Adern und Drusen eingesprengt sind. Stellenweise

*) Heinr. Crd. Geogn. Verh. d. Thüringer Waldes u. Harzes. Gotha 1843. S. 130.

ist das Nebengestein dieser Gänge und zwar namentlich des Hornsteines und Sandsteines bis auf mehrere Lachter Entfernung von zarten Adern und feinen Einsprenglingen derselben Erze durchdrungen, ebenso sind die benachbarten Kluftwände von solchen überzogen.

2. Die Zechstein-Formation.

Die Zechsteinformation bildet die obere Abteilung der Dyas Deutschlands und ist in den Distrikten ihrer vollständigen Ausbildung, und zwar typisch am südlichen Harzrande und in der Mansfelder Gegend, sowie in Ostthüringen mehr oder weniger deutlich aus folgenden Gliedern aufgebaut, deren Mächtigkeit freilich lokal sehr schwankt:

1. Unterer Zechstein.

a. Zechsteinkonglomerat Beyrich's. Diese 1 bis 2 m mächtigen Schichten sind entweder kalkige Sandsteine, weißgraue Letten oder kalkige hellgraue grandige Konglomerate. Letztere bestehen aus Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer und Quarz, welche durch ein kalkiges Bindemittel zusammengehalten werden. In der Gegend von Gera kommen in dieser Zone, dem konglomeratartigen Zechstein (Liebe), die Reste von Rhynchonella Geinitziana Vern., Productus Cancrini Vern. und Lingula Credneri Gein. vor.

Früher ist das Zechsteinkonglomerat öfters identifiziert worden mit dem Weißliegenden, z. B. Mansfelds. Hier fehlt ersteres jedoch fast vollständig und tritt erst weiter im Westen zwischen Sangerhausen und Steina als stete Unterlage des Kupferschiefers auf, wobei es die weißen Konglomerate und Sande des Rotliegenden (Weißliegendes) überlagert.

b. Kupferschiefer, ein schwarzer bituminöser Mergelschiefer von etwa 0,6 m Mächtigkeit, der sich durch drei Eigenschaften ganz besonders auszeichnet, seinen Bitumengehalt, seine Erzführung und seinen Reichtum an Fischresten. Die Erzführung beschränkt sich jedoch im wesentlichen auf die unterste etwa 0,1 m mächtige Lage, den eigentlichen Kupferschiefer. Dieser enthält dann außerordentlich feine, staubartige Partikelchen von Kupfererzen (Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Kupferindig und gediegen Kupfer), sowie Bleiglanz, Schwefelkies, Kupfernickel und endlich gediegen Silber eingesprengt. Wo dieser Erzgehalt einigermaßen beträchtlich ist, wie dies am südlichen Harzrande im Mansfeldischen*), sowie bei Richelsdorf in Hessen und bei Saalfeld in Thüringen der Fall ist, werden diese Kupferschiefer abgebaut und verhüttet. In erstgenanntem Distrikte sind sie trotz der geringen Mächtigkeit der schmelzwürdigen Lage und trotzdem sie nur 2 bis 3 Prozent Kupfer mit 250 g Silber auf 50 kg Kupfer

*) Schrader. Der Mansfelder Kupferschieferbergbau. Zeitschr. f. d. Berg-, Hutt.- u. Sal.-Wesen im preuß. St. Bd. XVII. 1869. S. 251.

führen, das Objekt einer der großartigsten berg- und hüttenmännischen Unternehmungen Deutschlands geworden, welche etwa 17000 Arbeiter beschäftigt und 1889 eine Ausbeute von 306598 Centn. (= 15329900 kg) Kupfer und 86714,5 kg Feinsilber erzielte. Eine derartige Erzführung erstreckt sich freilich nicht auf die ganze Ausdehnung des Kupferschiefers, beschränkt sich vielmehr bis auf wenige Ausnahmen namentlich auf den Südrand des Harzes und die beiden obengenannten Punkte.

Der Kupferschiefer ist lokal reich an Resten von heterocerkalen, kleinschuppigen Ganoidfischen und zwar von Palaeoniscus Freieslebeni Ag. (Fig. 305), Platysomus gibbosus Blainv. (Fig. 306) u. a.; sie führen

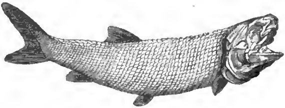


Fig. 305. Palaeoniscus Freieslebeni Agass.

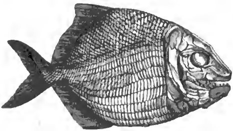


Fig. 306. Platysomus striatus Agass.

außerdem Zweigenden, Früchte und Blätter von Ullmannia Bronni Göpp. (Fig. 307) und von Voltzia Liebeana Gein. sowie zahlreiche Algen. Aus ihnen endlich stammen auch die wenigen Exemplare von Proterosaurus Speneri Meyer, einem rhynchocephalenartigen Reptil. Das Kupferschieferflötz besitzt trotz seiner geringen Mächtigkeit eine außerordentlich stetige und weite Verbreitung. Im Mansfeldischen umgiebt es völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in mannigfachen Faltenwurf gebracht, das Oberkarbon und Rotliegende, umgürtet in größter Regelmäßigkeit die Abfälle des Harzes, des Thüringer Waldes und erscheint unterhalb der jüngeren Formation Hessens und der Gegend von Osnabrück und Ibbenbühren an der Oberfläche. Zur Deutung des Metallgehaltes der Kupferschiefer lässt sich, wie bereits S. 265 erläutert, annehmen, dass die

Ablagerung der letzteren in einem wenig tiefen Seebecken stattgefunden hat, dessen Gewässern durch Mineralquellen Metallsalzsolutionen zugeführt wurden, was den Tod der zahlreichen Bewohner dieses Beckens, nämlich der Fische, zur Folge hatte. Die Zersetzung dieser letzteren bewirkte eine Reduktion der Metallsalze zu Schwefelmetallen und einen Niederschlag derselben in dem sich ablagernden, schlammigen Bodensatze der Gewässer, aus welchem durch Verhärtung erzführende Kupferschiefer hervorgingen.

Bei Frankenberg in Hessen ist der Kupferschiefer durch einen grauen, kalkhaltigen, thonigen Letten, das Kupferlettenflötz, vertreten, dessen Erzgehalt an Pflanzenreste (in Kupferglanz vererzte Ullmannien-Zweige oder Frankenberger Kornähren; Fig. 307) gebunden ist.

c. Zechstein, ein thonhaltiger, deutlich geschichteter grauer, dichter, fester Kalkstein von gewöhnlich 5 bis 10, ausnahmsweise 30 m Mächtigkeit. Er ist es, welcher in Deutschland die Hauptmasse der marinen Tierreste der permischen Periode umschließt. Jedoch ist diese Fauna hier eine viel ärmlichere, als in anderen und zwar namentlich südlicheren Ablagerungsgebieten des Perm. So sind denn die Reste von Protozoën (z. B. Nodosaria) und von Echinodermen außerordentlich sparsam (Cyathocrinus und Eocidaris). Etwas reichlicher ist die Vertretung der Korallen durch einige Zoantharia tabulata

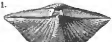


Fig. 311.



Fig. 309.

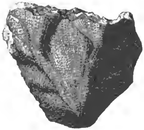


Fig. 310.



Fig. 313.





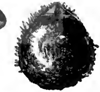


Fig. 307. Fig. 308. Fig. 312.

Fig. 307. Zweigende von Ullmannia Bronni Göpp. — Fig. 308. Fenestella retiformis Schloth. — Fig. 309. Camarophoria Schlotheimi v. B. — Fig. 310. Productus horridus Sow. — Fig. 311. Spirifer undulatus Sow. — Fig. 312. Strophalosia Morrisiana King. — Fig. 313. Schizodus obscurus Sow.

(Calamopora und Stenopora), also paläozoische Formen; verhältnismäßig stark sind die Bryozoën in Fenestella entwickelt. Fenestella retiformis Schloth. (Fig. 308) ist ein treffliches Leitfossil des Zechsteines. Von

allen niederen Tieren aber herrschen die Brachiopoden weit vor allen übrigen vor und liefern die charakteristischsten und weitest verbreiteten Zechsteinformen. Hierher gehören Productus horridus Sow. (Fig. 310), Spirifer undulatus Sow. (Fig. 311), Strophalosia Morrisiana King (Fig. 312), die Rhynchonella-ähnliche Camarophoria Schlotheimi Buch (Fig. 309), Terebratula elongata Schloth. und endlich Lingula Credneri Gein.

Die Zweischaler erreichen in der postkarbonischen Periode im Vergleich mit den übrigen Vertretern der Tierwelt bereits eine größere Wichtigkeit als in früheren Zeitaltern, neigen sich in ihrem allgemeinen Charakter mehr nach den mesozoischen Zweischalern hin und gehören vorzugsweise den Geschlechtern Mytilus, Pecten, Arca, Gervillia, Leda, Allorisma und Schizodus, einem Vorläufer der Trigonien, endlich Prospondylus, dem Vorfahr der Spondyliden, an. Zu den gewöhnlichsten organischen Resten des Zechsteines sind Schizodus obscurus Sow. (Fig. 313), Avicula speluncaria Schloth., Arca striata Schloth., Mytilus Hausmanni Goldf., Pecten pusillus Schloth., Gervillia ceratophaga Schloth. zu zählen.

Die Gastropoden sind in der Zechsteingruppe nur durch wenige Gattungen (namentlich Turbo, Pleurotomaria, Loxonema, Natica, Dentalium) und etwa 20 Arten, sowie durch spärliche, unansehnliche und kleine Individuen vertreten. Gleichzeitig verschwinden die in der karbonischen Periode noch so reichlichen Cephalopoden in dem deutschen Zechstein fast vollständig, so dass man in ihm nur zwei Repräsentanten derselben kennt, welche den Gattungen Nautilus und Orthoceras angehören. Die Trilobiten, deren nahes Erlöschen in dem karbonischen Zeitalter bereits vorbereitet wurde, sind in der darauf folgenden, also permischen Periode gänzlich ausgestorben. Gerade diese Armut an Cephalopoden, so wie das vollständige Fehlen der Trilobiten sind wohl mit die hervorstechendsten Eigentümlichkeiten der deutschen Zechsteinfauna.

Für die unteren Lagen des Zechsteins ist vor allen Productus horridus Sow. und Spirifer undulatus Sow. charakteristisch, — für seine oberen Fenestella retiformis Schloth., Schizodus obscurus Sow., Gervillia ceratophaga Schloth., Avicula speluncaria Schloth., Pecten pusillus Schloth., Terebratula elongata Schloth., Camarophoria Schlotheimi Buch, Strophalosia Goldfussi Münst. bezeichnend.

2. Mittlerer Zechstein.

Derselbe besteht zu unterst aus Gyps (älterem Gyps), lokal begleitet von Steinsalz, sowie aus Rauchwacke und Asche, — darüber aus Stinkkalken oder an deren Stelle aus dem Hauptdolomit. Die Rauchwacke ist ein krystallinisch körniger Dolomit von grauer. ins Gelbe und Braune verlaufender Farbe, oft porös und drusig, fühlt sich rauh und scharf an und

ist ebenso wie der Hauptdolomit häufig von Spalten und Rissen, sowie von Höhlungen durchzogen, welche nicht selten unter einander zusammenhängen (bei Liebenstein und Altenstein im Thüringer Walde). Sie führen Aucella Hausmanni Goldf., Gervillia ceratophaga Schloth., Schizodus obscurus Sow. u. a. An manchen Punkten, so bei Kamsdorf in Thüringen, wird die Rauchwacke durch einen porösen, außerordentlich eisenreichen Kalkstein vertreten, in dessen zahlreichen Drusen und Klüften Aragonit auskrystallisiert ist. Die Asche ist ein feinsandiger staubartiger Dolomit, ein loses, zerreibliches Aggregat von kleinen Dolomitkryställchen, gewöhnlich bitumenreich und dunkelbraun gefärbt.

3. Oberer Zechstein.

Das Hauptglied der oberen Abteilung der Zechsteingruppe bilden rötliche oder bläuliche Letten mit Knauern oder ebenplattigen Bänken von Dolomit (Plattendolomit) sowie mit Stöcken und Einlagerungen von feinkörnigem bis dichtem, weißem oder grauem Gyps, welcher nur undeutlich oder

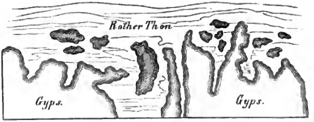


Fig. 314. Gypsstöcke und -klötze im roten Thone des oberen Zechsteins, an der Diebskammer unfern Eisleben.

gar nicht geschichtet, aber vielfältig zerklüftet, ausgenagt und zerrissen ist (Fig. 314). Seine bedeutenderen Ablagerungen umschließen, so bei Sangerhausen, Ellrich, Stollberg u. a. O., Höhlen, sog. Gypsschlotten, welche der Auflösung und Wegführung des Gypses durch Gewässer ihren Ursprung verdanken (siehe S. 196 und 219). Brechen die Decken solcher nahe der Erdoberfläche gelegenen Schlotten zusammen, so bilden sich Erdfälle (siehe S. 220). Nach der Tiefe zu geht der Gyps häufig in Anhydrit über, aus welchem er durch Aufnahme von Wasser entstanden ist (siehe S. 199).

Eine ähnliche Gliederung der Zechsteinformation hat sich in anderen Gegenden Deutschlands ergeben, wie umstehende Tabelle zeigt.

Im südöstlichen Thüringen, namentlich im Thale der Orla ist der untere und mittlere Zechstein durch ein Bryozoën-Riff vertreten, welches aus lauter unter sich gleich hohen Tafelbergen von Dolomit besteht, die sich in langer gekrümmter Linie, entsprechend der alten Küstenlinie des Zech-

Gliederung der Zechsteinformation.

	Südlicher Harzrand und Kyffhäuser nach *Beyrich* und *Mösta*	Westlicher Harzrand nach *Speyer*	Östliches Thüringen nach *Liebe*	Niederhessen nach *Mösta*	Wetterau nach *Bücking*	Spessart nach *Bücking*	Stadtberge bis Gilserberg nach *Holzapfel*	Frankenberg bis Lollar nach *Holzapfel*
Oberer Zechstein	Letten mit Dolomitknauern am Südrande des Kyffhäusers auch Plattendolomit und Gyps	Letten mit Dolomitknauern und Gyps	Obere Letten mit Gyps Platten-dolomit Untere Letten mit Gyps	Obere Letten mit Gyps Plattendolomit Untere Letten mit Gyps	Rauchwacke	Rote und hellblaue Letten	Obere Konglomerate Graue u. gelbliche zersetzte Dolomite Letten mit Gyps	Obere Konglomerate Kalk- und Dolomitschichten wechselnd mit Letten (Frankenberg), z. T. mit Konglomeraten (Michelbach).
Mittlerer Zechstein	Stinkschiefer	Stink-schiefer | Weiße oolithische Kalke	—	—	Rote Schieferthone mit Salzthon, nach unten bläuliche und grünlich-graue Mergel	Hauptdolomit zum Teil vertreten durch Eisenstein	Hauptdolomit (Rauchwacke)	
	Hauptdolomit	Hauptdolomit (nach oben bituminös und plattig)	—	Hauptdolomit				
	Rauchwacke	Rauchwacke	Rauchwacke	—				
	Anhydrit (älterer Gyps) | Dolomit / Asche	Anhydrit (älterer Gyps)	Riffazies | —	Anhydrit (älterer Gyps) | Poröse Kalke / Asche			Konglomerate (Schloss Waldeck bis Jesberg) | Bituminöse Kalke (Stinkkalke)	
Unterer Zechstein	Zechstein	Zechstein	Riffazies | Zechstein	Zechstein	Bläulich-grauer bis dunkler Mergel; unten dunkle Kalksteine	Zechstein zum Teil vertreten durch Eisenstein	Konglomerate (Schloss Waldeck bis Jesberg) | Zechsteinkalk mit Lettenzwischenlagen	
	Kupferschiefer	Kupferschiefer	Riffazies | Kupfer-schiefer	Kupferschiefer	Kupfer-schiefer (Haingründau)	Kupferletten		
	Zechstein-konglomerat	Zechstein-konglomerat	Zechstein-konglomerat	—	Zechstein-konglomerat	Zechstein-konglomerat	—	

steinmceres, an einander reihen*). Am Aufbau dieses Dolomitriffes haben sich namentlich beteiligt die Bryozoëngattungen Acanthocladia (dubia und anceps), Fenestella (retiformis), Phyllopora (Ehrenbergi). Ihnen gesellen sich als charakteristische Riffbewohner zu: Cyathocrinus ramosus, Strophalosia Goldfussi, Terebratula elongata u. a.

Der wichtigste Begleiter des Gypses ist das Steinsalz. Eine der großartigsten Lagerstätten dieses Gesteines, doppelt interessant durch das Vorkommen von Kali- und Magnesia-, den sog. Abraumsalzen, ist die des Magdeburg-Halberstädter Beckens**). Das namentlich bei Stassfurt abgebaute Salzflötz gehört der oberen Zechsteingruppe an, wird zunächst von einer 27 m mächtigen Zone von dunkelen Salzthonen, dann von Anhydrit nebst Gyps und dieser von Buntsandstein und Muschelkalk gleichförmig überlagert (Fig. 315). Die Schichtenreihe bildet eine flache

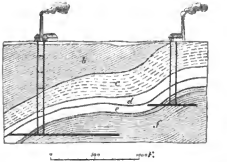


Fig. 315. Profil der Steinsalzlagerstätte von Stassfurt. Nach *Bischof*.
a Diluvium und Braunkohle. — *b* Buntsandstein. — *c* Gyps der oberen Zechsteingruppe. — *d* Salzthon. — *e* Abraumsalze (= Polyhalit-, Kieserit- u. Carnallit-Region). — *f* Steinsalz.

Mulde, deren südlichem Flügel das bei Stassfurt bergmännisch aufgeschlossene Salzlager zugehört. Seine Mächtigkeit beträgt nach einer bei Unseburg angestellten Tiefbohrung etwa 900 m. Seine untere Hauptmasse besteht aus reinem Steinsalz, welches durch dünne, vollkommen parallele Schnüre von Anhydrit in Bänke von 0,08 bis 0,16 m Stärke geteilt wird und durchweg gleichen Charakter besitzt (Anhydrit-Region des Salzlagers). Auf ihm ruht eine 66 m mächtige Schicht eines unreinen und zwar mit leicht löslichen Verbindungen, also namentlich Chlormagnesium gemengten Steinsalzes, welches von parallelen Polyhalit-Schnüren durchzogen wird (Poly-

*) Th. Liebe. Z. d. D. geol. Ges. 1857. S. 420; Erläut. zu Sekt. Neustadt a. O. 1881; Humboldt. B. II. 1883. Heft 7.

**) F. Bischof. Die Steinsalzwerke bei Stassfurt. 2. Aufl. Halle 1875. — C. Ochsenius. Die Bildung d. Steinsalzlager unter spezieller Berücksichtigung d. Flötze von Douglashall. Halle 1877. — Precht. Die Salzindustrie von Stassfurt. Stassfurt 1885.

halit-Region). Darauf folgt eine 60 m mächtige Zone, in welcher neben Steinsalz und mit ihm wechsellagernd schwefelsaure Verbindungen, nämlich Kieserit in bis fußmächtigen Bänken vorwalten. In letzterem treten Nester von Sylvin auf (Kieserit-Region). Die oberste Lage von 45 m wird durch eine Schichtenfolge zoll- bis fußstarker, bunt gefärbter Lagen von Steinsalz, Bittersalzen und Kalisalzen, also Kainit, Kieserit, Carnallit, Tachyhydrit gebildet, zu denen sich Knollen von dichtem, schneeweißem Boracit gesellen (Carnallit-, lokal Kainit-Region). Die Grenze dieser vier Hauptabteilungen ist indes keineswegs genau zu bezeichnen, vielmehr findet zwischen ihnen ein allmählicher Übergang statt. Die Ablagerung dieser wertvollen »Abraumsalze« ist jedoch nicht auf die direkte Umgebung von Stassfurt beschränkt, sondern erstreckt sich von hier aus mit einer geringen Unterbrechung in die sog. Egeln'sche Mulde über Egeln und Douglashall in der Richtung auf Hadmersleben. In Neu-Stassfurt, im Schacht Achenbach und Ludwig II hat man über dem das Hangende des Stassfurter Salzlagers bildenden Anhydrit (c Fig. 307) noch ein jüngeres, 40—120 m mächtiges Steinsalzflötz angetroffen. — Bei Sperenberg südlich von Berlin hat man Steinsalz in etwa 90 m Teufe erbohrt und dasselbe in vollständiger Reinheit bis zur Tiefe von 1273 m verfolgt, ohne sein Liegendes zu erreichen. Auch in Holstein ist unter dem Anhydrit und Gyps, welcher den schroffen Kalkberg und den Kalkhausberg bei Segeberg bildet, in 148 m Tiefe ein 139 m mächtiges Steinsalzlager und als dessen Liegendes wiederum Anhydrit erbohrt worden.*)

Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe. Die Schichtenreihe der Zechsteingruppe wird an zahlreichen Punkten ihres Auftretens von Klüften und Spalten, sog. Rücken durchsetzt, in welchen neben Kalkspat, Baryt und Quarz mancherlei Kupfer-, Blei-, Kobalt- und Nickelerze zur Ablagerung gelangt sind. Weder die Erstreckung dieser Rücken, noch die Tiefe, bis zu welcher sie in abbauwürdiger Erzführung niedersetzen, pflegt beträchtlich zu sein, indem letztere aufhört, sowie sie nach unten das Rotliegende, nach oben den bunten Sandstein erreicht hat. Durch sie werden die Schichten der Zechsteingruppe gegen einander verworfen und zwar gewöhnlich nur um wenige, ausnahmsweise 20, 30 oder mehr Meter. Die Kupfer- und Kobalterz-Gänge von Kamsdorf in Thüringen**) sind Ausfüllungen solcher im Zechstein und in dessen Liegendem, den Kulmschiefern, aufsetzenden Verwerfungsspalten. Ihre Hauptgangart ist Baryt. Derselbe führt in den unteren Teufen Schwefelmetalle, nämlich Kupferkies, Fahlerz, Speiskobalt, Nickelkies, in den oberen Teufen hingegen oxydische Erze, so Ziegelerz, Malachit, Lasur, Kobaltblüte und Erdkobalt. Längs dieser Erz-

*) Vergl. H. Haas. Bodenbeschaffenh. Schleswig-Holsteins. Kiel 1889. S. 14.
**) F. Beyschlag. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 329.

gänge sind Teile des unteren und mittleren Zechsteines auf wechselnde Entfernung in Eisenstein mit Nestern und Schnüren von Kupfer- und Kobalterzen umgewandelt worden.

Ganz ähnlicher Natur sind die Kobaltgänge von Katterfeld und Glücksbrunn. Bei Riechelsdorf führen ganz analoge Spaltenbildungen, welche in großer Anzahl das Weißliegende und den Zechstein durchsetzen, Speiskobalt, Kupfernickel, Kupferfahlerz, Kupferkies, Erdkobalt, Kobalt- und Nickelblüte. Ihr Reichtum konzentriert sich in dem Weißliegenden-Niveau und pflegt sich nach oben zu vermindern. Der Zechsteinformation gehören auch die Eisensteinlagerstätten der schmalkaldener Gegend in Thüringen, namentlich die des Stahlberges und der Mommel an. Es sind Einlagerungen im Zechsteindolomit, welche in ihrer ganzen Erstreckung an eine große Dislokationsspalte gebunden sind, durch die der Buntsandstein in das Niveau des Zechsteines verworfen wird. Nach Bücking dürften die Eisenerze dieser Lagerstätten dadurch entstanden sein, dass auf dieser Spalte zirkulierende eisenhaltige Wasser den Zechstein in Spateisenstein und Brauneisenstein umwandelten*).

Die Verbreitung der deutschen Dyas. Die Dyas umgürtet den westlichen, südlichen und östlichen Rand des Harzgebirges in schmalen Streifen. Die Gypshügel, welche wie eine weiße Mauer auf der ganzen eben bezeichneten Strecke dem Harzrande parallel laufen, gehören ebenso wie die Kupferschiefer von Mansfeld dem Zechstein, die Melaphyre und Porphyre von Ilfeld dem untersten Rotliegenden an. Dem Nordrande des Harzes gegenüber tritt das Rotliegende und der Zechstein auf Kulm aufgelagert in der Gegend von Magdeburg aus den jüngeren Formationen hervor. Von dem Südabfalle des Harzes durch die güldene Aue getrennt, erhebt sich die Dyas in dem Kyffhäuser zu einem kleinen isolierten Gebirge aus den jüngeren Formationen hervor. Noch weiter südlich besteht der Thüringer Wald zum Teil aus sedimentären und eruptiven Gesteinen des unteren Perm, nämlich aus Rotliegendem, Porphyren und Melaphyren, während sich ein Mantel von Zechstein um den ganzen Gebirgszug legt und noch an einer Anzahl der Dislokationen, welche diesen betroffen, teilgenommen hat. Jedoch finden sich Blöcke von verkieseltem Zechstein mit Prod. horridus bis fast zum Gebirgskamme (Zimmermann, v. Fritsch). In der nordwestlichen Fortsetzung des Thüringer Waldes und in dessen Haupterhebungslinie tritt der Zechstein in der Gabel zwischen Werra und Fulda, also namentlich in der Gegend von Riechelsdorf in größerer Ausdehnung zu Tage. Auch den Ostabfall des rheinischen Schiefergebirges umzieht derselbe in einer schmalen Zone. In östlicher Richtung von Thüringen läuft ein Streifen von permischen Gebilden über Saalfeld nach Altenburg und Gera, tritt in sächsisches Gebiet über und bildet, jedoch nur durch

*) H. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 33.

das Rotliegende vertreten, in der erzgebirgischen Mulde eine langausgedehnte Ablagerung, auf welcher Chemnitz und Zwickau stehen. Auch um den Nordrand des sächsischen Granulitgebirges schlingt sich das Rotliegende und erstreckt sich in nördlicher Richtung, freilich zum großen Teile von Diluvium und Braunkohlenformation überlagert und von Porphyren vertreten und durchbrochen, nördlich bis über Leipzig und östlich bis Mügeln, Oschatz und Lommatsch, bildet außerdem eine dem Elbthale parallele, zu unterst Steinkohlenflötze führende Mulde zwischen Dresden, Tharandt und Wilsdruff (das Döhlener oder Plauen'sche Becken), kurz hat im Königreiche Sachsen eine weite Verbreitung gefunden, während Plattendolomite des oberen Zechsteines nur an wenig Punkten (bei Crimmitschau, Geithain und Mügeln) zur Ausbildung gelangten. Aus alledem geht hervor, dass die weite Mulde zwischen dem Harz einerseits und dem Sauerlande, Thüringer Walde, dem Vogtlande und dem Erzgebirge andererseits in fast ihrer ganzen Erstreckung von der Dyas unterteuft und saumartig eingefasst wird.

In Böhmen nimmt das Rotliegende namentlich im nordöstlichen Teile des Landes am Fuße des Iser- und Riesengebirges ein ausgedehntes Areal ein, in dessen Bereiche die Städte Trautenau, Hohenelbe, Arnau, Schatzlar, Braunau und Nachod liegen. Dem Rotliegenden sind hier rote Kalksteine mit Palaeoniscus Vratislaviensis Ag. und (ähnlich wie bei Oschatz in Sachsen) Brandschiefer mit Xenacanthus Decheni Beyr. und Acanthodes gracilis Beyr. zwischengelagert. Nördlich von Pilsen und westlich von Prag bildet das Rotliegende ein ausgedehntes Territorium, schließt sich eng an die karbonische Formation an und führt Kohlenflötze. Auch in der Grafschaft Glatz ist nur das Rotliegende und zwar als Ausfüllung der niederschlesischen Kohlenmulde vertreten, — am Nordabfalle des Riesengebirges hingegen, und zwar in der Umgebung von Löwenberg und Goldberg in Schlesien, ist nicht bloß das Rotliegende, sondern auch Kupferschiefer und Zechstein zur Entwickelung gelangt, auch am Nordrande des Lausitzer Gebirges, und zwar in der Nähe von Görlitz, tritt der Zechstein zu Tage. Bei Memel ist derselbe erbohrt worden. In Holstein ist er durch den Anhydrit und Gyps des Kalkberges von Segeberg und Stipsdorf, ferner durch Stinkschiefer und rote Mergel und durch ein denselben eingeschaltetes Steinsalzlager vertreten. In Süddeutschland hat das Rotliegende eine ziemlich bedeutende Verbreitung. So zieht es sich vom Thüringer Walde aus in einem schmalen, durch Überlagerung von seiten jüngerer Gebilde zerstückelten Streifen längs des Südwestrandes des Fichtelgebirges und des Böhmer Waldes bis nach Bayern hinein. Eines der größten Rotliegenden-Territorien breitet sich südlich vom Hunsrück aus (Saar-Becken), wo es die produktive Kohlenformation überlagert und im engsten Anschluss an diese einige schwache Kohlenflötze führt (s. S. 491). Auch im Schwarzwalde und Odenwalde sowie in den Vogesen besitzt das Rotliegende eine nicht

unbeträchtliche Verbreitung, der Zechstein hingegen ist auf geringe Vorkommnisse bei Heidelberg und am östlichen Schwarzwaldrande beschränkt.

Das Perm Frankreichs. In Frankreich sind permische Gebilde namentlich im Zentral-Plateau und zwar vorzüglich in der Gegend von Autun, St. Etienne und Lodève verbreitet. Hier gliedern sie sich nach Grand' Eury und Bergeron wie folgt:

3. **Ober-Rotliegendes.**

Rote Konglomerate, Sandsteine und Mergel.

2. **Mittel-Rotliegendes.**

b) Sandsteine mit Schieferthonen, Brandschiefer und Bogheadkohle von Millery. Sie führen Callipteris conferta, Walchia filiciformis und Labyrinthodonten, so Actinodon, Euchyrosaurus und Stereorhachis Gaudry*), ferner von Fischen Palaeoniscus, Acanthodes. — Walchiensandsteine.

a) Schichten von Muse mit Cal. conferta, Odontopt. obtusiloba, Cal. gigas. — Fischschiefer von Lodève.

1. **Unter-Rotliegendes.**

Sandsteine mit Schieferthonen und Steinkohlenflötzen von Jgornay. Sie führen: Sigillarien und zahlreiche andere karbonische Pflanzen, außerdem Walchien, sowie Stegocephalen, so Protriton und Pleuronura Gaudry (Permo-Karbon).

Die permische Formation Englands. Die permischen Gebilde Englands und zwar namentlich Nordenglands zerfallen ganz übereinstimmend mit denen Deutschlands in zwei selbständige Formationsglieder, den Lower New Red Sandstone und den Magnesian Limestone. Ersterer, das englische Rotliegende, besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus dunkelroten, groben Sandsteinen, zuweilen mit Quarzrollstücken, zwischen welchen Schieferletten, weniger häufig auch Konglomerate, Breccien und Melaphyre eingelagert sind. Sie enthalten die Abdrücke von Landpflanzen und auch wohl schwache Kohlenflötze. Der Lower New Red Sandstone schwankt außerordentlich in seiner Mächtigkeit, welche an einigen Punkten nur wenige, an anderen 500 m beträgt, und ist auf der produktiven Kohlenformation im allgemeinen diskordant aufgelagert. Auch die Gliederung des Magnesian Limestone zeigt eine überraschende Übereinstimmung mit der des thüringischen Zechsteines und beginnt mit einem bis 1 m mächtigen bituminösen Mergelschiefer, welcher unserem Kupferschiefer entspricht und wie dieser Palaeoniscus und Platysomus führt. Darauf folgt grauer oder gelber, dichter, oft bituminöser, dünn geschichteter Kalkstein (Zechstein) mit Productus horridus Sow., Spirifer undulatus Sow.,

*) A. Gaudry. Fossiles primaires. Paris 1883. S. 251.

Schizodus obscurus Sow. u. a., 60 bis 70 m mächtig, und darauf Dolomit, Rauchwacke und Asche mit denselben Resten, und zu oberst Dolomit, Stinkkalk, Mergel, Gyps, Letten, zum Teil mit Avicula speluncaria Schloth. und Schizodus obscurus Sow., in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 150 m.

Die permische Formation Russlands. Auch die der deutschen Dyas äquivalenten Gebilde Russlands lassen im ganzen eine Zweiteilung in eine untere, namentlich Landpflanzen führende, und eine obere Schichtengruppe mit großenteils marinen Resten nicht verkennen, trotzdem dort zwischen den Schichten mit der Flora des Rotliegenden solche mit Zechsteinfauna, und umgekehrt in dem marinen Schichtenkomplex Landpflanzen führende Sandsteine eingeschaltet vorkommen und überhaupt dort die Gesteine, welche in den übrigen europäischen Dyasterritorien fast ausschließlich der einen oder der anderen der beiden Abteilungen angehören, beinahe regellos mit einander wechsellagern.

Die untere Stufe dieser russischen Permformation besteht aus roten, braunen und grauen Sandsteinen und Mergeln, nebst Konglomeraten und nicht selten mit schwachen Kohlenflötzen, und führt Tubicaulis, Calamites (C. gigas Bronn), Cyclopteris, Odontopteris, Pecopteris, Callipteris (C. conferta), Palaeoniscus und Saurierreste und ist demnach ein Äquivalent des Rotliegenden, umschließt jedoch auch Kalksteinbänke und Mergel, welche reich an z. B. Productus Cancrini Vern., also marinen Resten sind. Am Westgehänge des Urals gesellen sich zu letzteren Ammoneen mit z. T. hochentwickelter Lobierung, z. B. Medlicottia, Popanoceras (Fig. 316), Thalassoceras (artinskische Stufe). Die Sandsteine des unteren Perm zeichnen sich besonders in ihren oberen Niveaus durch ihren Reichtum an Kupfererzen (namentlich Malachit, Kupferlasur, Volbortit) aus, welche die Bezeichnung Kupfersandstein veranlassten und als Zement des Sandsteines, in ihm fein eingesprengt, nesterförmig eingelagert, oder endlich als Versteinerungsmittel zahlreicher Pflanzenreste auftreten. Auf diese Schichtengruppe folgt eine zweite von Thonen, Kalksteinen, Mergel, Gyps und Steinsalz. Sie führt Productus Cancrini Vern., Prod. horridus Sow., Gervillia ceratophaga Schloth., Camarophoria Schlotheimi Buch, Terebratula elongata Schloth., Lingula Credneri Gein., Strophalosia, Spirifer, Schizodus. Zwischen diesen marinen Gebilden treten jedoch einzelne Sandsteinschichten mit Neuropteris, Pecopteris,

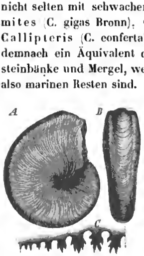


Fig. 316. Popanoceras multistriatum Gem. A von der Seite; B von hinten; C Lobenlinie.

Odontopteris eingeschaltet auf, beide werden von mächtigen, versteinerungsleeren Sandsteinen, Mergeln und Kalken überlagert, welche wahrscheinlich schon zum Buntsandstein zu rechnen sind.

Die Schichten der permischen Formation Russlands sind über ein Areal von mehr als 15000 Quadratmeilen verbreitet, erstrecken sich vom Fuße des Ural bis nach Moskau und bilden den größten Teil des europäischen Russlands. Sie liegen fast horizontal, nur sehr gering gegen die Mitte geneigt, so dass sie ein ungeheures, flach tellerförmiges Bassin repräsentieren.

In Kurland und Littauen tritt Zechstein, freilich gering verbreitet, in einer Fazies auf, welche sich auf das engste an die deutsche anschließt.

Von Böckh und Heer sind in Ungarn unweit Fünfkirchen pflanzenführende Sandsteinschiefer vom Alter der Zechsteinformation nachgewiesen worden.

In den **tiroler Alpen** ist das Perm durch mächtige rote Sandsteine (lokal mit Walchien) und Konglomerate (Grödener Sandsteine und Verrucano) zu unterst mit Porphyren und Tuffen repräsentiert, an deren oberer Grenze lokal weiße Sandsteine oder an deren Stelle dickbankige Dolomite (Val Trompia), beide mit Ullmannia, Voltzia und Calamites. Ein höheres Niveau nehmen die Bellerophon-Kalke Südtirols ein, mit einer reichen, an die des Zechsteines erinnernden Fauna. Auf **Sicilien** und in der **indischen Salt-Range** findet das Perm ähnlich wie am Ural durch Kalke mit zahlreichen Ammoniten (Medlicottia, Popanoceras, Cyclobus), ferner mit Orthoceras, Gyroceras, Bellerophon, Productus, Strophalosia (auf Sicilien auch Fusulinen) seine Vertretung.

Die permische Formation in Nordamerika. Die permische Formation ist im Osten Nordamerikas durch die dem Rotliegenden entsprechenden, sich innig an die obere produktive Kohlenformation anschließenden Barren-Coal-Measures vertreten; marine Bildungen hingegen sind auf den westlichen Teil des Kontinentes beschränkt, gewinnen namentlich in Kansas und Nebraska, ferner in Neumexiko und an verschiedenen Punkten des Ostabfalles der Rocky Mountains eine größere Verbreitung, bestehen vorwaltend aus Kalkstein und Mergeln und erreichen 820 m Mächtigkeit. Diese Schichten führen nur marine Reste und schließen sich auf das innigste an die karbonische Formation an, welche dort ebenfalls von marinen Kalksteinen gebildet wird, so dass man annehmen darf, dass hier eine allmähliche Verdrängung der karbonischen Meeresfauna durch eine Zechsteinfauna und ein ununterbrochener Absatz von Meeresniederschlägen, untermischt mit den Resten der absterbenden Bewohner jenes Ozeanes, stattgefunden habe. Und in der That ist keine bestimmte Grenze zwischen beiden Formationen zu ziehen, — die Landpflanzen führenden Strand- und Sumpfbildungen der produktiven Steinkohlenformation und des Rotliegenden sind hier überhaupt nicht zur Ablagerung gelangt, werden vielmehr durch marine Gebilde

ersetzt (s. S. 461 u. 473). Diese letzteren führen, wie bei deren Natur als vermittelndes Glied zwischen karbonischer und permischer Schichtenreihe nicht anders zu erwarten, eine aus karbonischen und permischen Formen gemengte Fauna, darunter auch die russisch-sicilianischen Ammoniten Medlicottia, Popanoceras, Ptychites u. a. Erst oberhalb dieses etwa 500 m mächtigen permo-karbonischen Komplexes hat das organische Leben rein permischen Charakter angenommen. Übrigens ist dasselbe als ein sehr artenarmes zu bezeichnen, hat jedoch nach H. B. Geinitz mit dem europäischen Zechstein eine verhältnismäßig große Anzahl von charakteristischen Geschlechtern und Arten gemeinsam, so Schizodus Rossicus Vern., Avicula speluncaria Schloth., Productus Koninckianus Vern., Productus horridus Sow., Productus Cancrini Vern., Strophalosia, Camarophoria.

Auch auf Spitzbergen herrschen (nach Toula) ganz ähnliche Verhältnisse. Aus dem dortigen Permo-Karbon beschreibt Toula eine Fauna von 64 Arten, von welchen 38 als karbonische, 17 als permische Formen zu bezeichnen sind.

Die Glossopteris-Fazies des Oberkarbons und des Perms*). In der Umgebung des indischen Ozeanes, nämlich in Südaustralien, Südafrika und Indien sind in enormer Verbreitung mächtige kohlen- und pflanzenführende Schichtensysteme entwickelt, welche sich durch den einheitlichen Typus ihrer Floren als zu einem ursprünglich zusammenhängenden Ablagerungsgebiete gehörig erweisen und in ungestörter, ziemlich schwebender Lagerung und in beinahe kontinuierlicher Reihe eine fast ausschließlich terrestre Fazies des Karbons und Perms, der Trias- und Juraformation vorstellen. In Australien und Südafrika beginnen dieselben mit Schichten, welche Lepidodendron und z. T. auch Sigillaria und Stigmaria enthalten und den europäischen Kulm repräsentieren. Auf sie, in Indien diskordant auf das Urgebirge, folgt nun ein mächtiges, z. T. flötzreiches System, dessen untere Komplexe (siehe umstehende Tabelle) trotz des durchaus abweichenden Habitus ihrer Flora Äquivalentbildungen des Oberkarbons und des Perms der nördlichen Hemisphäre sind. Ihr auffallendes Gepräge erhalten diese Floren dadurch, dass in ihnen, trotzdem sie in Australien und Indien in Vergesellschaftung mit typischen Kohlenkalkfossilien auftreten, doch die charakteristischen Pflanzen der Steinkohlenformation, also Sigillaria, Lepidodendron, Asterophyllum, Annularia u. s. w. durchaus fehlen, dass diese vielmehr bereits mesozoischen Formen Platz gemacht haben. Unter letzteren sind vor allen Glossopteris und Gangamo-

*) W. Waagen. Die karbone Eiszeit. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. S. 143. — O. Feistmantel. Die pflanzen- u. kohlenführend. Schichten in Indien, Afrika etc. Sitzber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1887. — Ders. ebend. 1888. S. 584.

pteris als die verbreitetsten, dann Sagenopteris, Voltzia, Noeggerathiopsis, Pterophyllum, Schizoneura, Phyllotheka und Vertebraria hervorzuheben.

	Südaustralien.	Indien.	Afrika.
Trias	Hawkesbury-Schichten	Obere Gondwana-Formation: Panchet-Schichten	Obere Karoo-Formation: Stormberg-Schichten Beaufort-Schichten
Glossopteris-Fazies des Perms und	Newcastle-Steinkohlenformation. Stony-Crek-Schichten mit Glossopteris und mariner Karbonfauna.	Untere Gondwana-Formation: Damuda-Kohlenformation Kaharhari-Schichten.	Untere Karoo-Formation: Ekka-Schichten (Kimberley-Schiefer)
Ober-Karbons	Bacchus Marsh-Konglomerat (glazial)	Talchir-Konglomerat (glazial)	Dwyka-Konglomerat (glazial)
Unterkarbon	Lepidodendron-schichten	—	Lepidodendron-schichten

Das Verschwinden der echtkarbonischen Flora und das Auftreten dieser neuen Pflanzenvergesellschaftung von mesozoischem Typus steht in jedem der oben bezeichneten Areale in Verknüpfung mit gewissen auffallenden Erscheinungen, welche man als Spuren einer karbonen Eiszeit der südlichen Hemisphäre gedeutet hat. Dieselben offenbaren sich im Auftreten großer und kleiner, z. T. geschliffener und geschrammter, fremder Gesteinsblöcke innerhalb der thonig-sandigen Basisschichten jenes Komplexes (siehe obige Tabelle), welche dadurch den Habitus einer Grundmoräne erhalten.

Rückblick auf die Entwickelung des organischen Lebens während der paläozoischen Zeitalter. Die Wurzeln des organischen Lebens, die tief aus den ältesten Formationen heraufzusteigen scheinen, sind uns verborgen, erst im Kambrium tritt uns dasselbe bereits zu verhältnismäßiger Fülle und Mannigfaltigkeit gelangt entgegen. Blinde, nicht einrollungsfähige Trilobiten, hornschalige Brachiopoden sind seine Hauptelemente. Auf die Existenz von Festland weisen nur mächtige und weitverbreitete Konglomerate, ferner Transgressionen und Faziesbildungen einzelner Abteilungen des Kambriums hin. Auch die silurischen Kontinente waren fast noch vollkommen nackt und erzeugten nur hier und dort vereinzelte Farne, Sigillarien und Lepidodendren, und von Tieren lokal Skorpione. Das Meer hingegen barg ein höchst mannigfaltiges Leben, doch waren Spongien, Echinodermen (und zwar vorzugsweise Cystideen und Crinoideen), Korallen, Graptolithen, kalkschalige Brachiopoden und Cephalopoden, krebsartige Gliedertiere, die Trilobiten, sowie Eurypteriden die ausschließlichen tierischen Bewohner der silurischen Ozeane. Erst nahe

dem Wendepunkte zwischen Silur und Devon erstehen in einigen Fischen die ältesten Wirbeltiere. Die devonischen Kontinente erzeugen die ersten häufigeren Landpflanzen, und zwar ebenfalls wesentlich noch Gefäßkryptogamen; in den gleichalterigen Seen erlangen die bis dahin sparsamen Fische, namentlich durch die Entwickelung der abenteuerlichen Familie der Panzerfische, sowie der Crossopterygier und Haie, einen größeren Formenreichtum; im Meere erscheinen in Goniatites und Clymenia die Vorläufer der mesozoischen Heerschaar von Ammoneen. Während des karbonischen Zeitalters entfaltet sich die aus dem Devon überkommene Flora zu einer wunderbaren Üppigkeit, welche sich aber mehr in der Menge und Riesenhaftigkeit der Individuen als in der Mannigfaltigkeit der Formen kundgiebt, — ist sie doch noch auf Gefäßkryptogamen, wenige Coniferen und einige Cordaiten und Cycadeen beschränkt und schließt angiosperme Dikotyledonen noch vollständig aus. Dahingegen sind die karbonischen Moräste und dschungelartigen Dickichte die Wohnstätten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere, nämlich Stegocephalen, — und endlich die Sümpfe und süßen Gewässer der permischen Periode die Heimat der ersten Saurier, formenreicher Stegocephalen und zahlreicher kleinschuppiger heterocerkaler Ganoiden, während sich gleichzeitig die Ammoneen des offenen Meeres durch Annahme verwickelterer Suturen den echten Ammoniten mehr und mehr nähern. Kurz, jede der paläozoischen Perioden wird durch einen Fortschritt in der Stufenleiter des organischen Lebens gekennzeichnet, wenn sich auch noch keine zur Erzeugung von angiospermen Dikotyledonen, von Knochenfischen und warmblütigen Wirbeltieren emporzuschwingen vermochte.

Die fortschrittliche Entwickelung des organischen Lebens, welche schließlich in der Jetztwelt ihren Gipfelpunkt finden sollte, äußerte sich jedoch nicht allein im Auftreten neuer Gestalten, sondern auch gleichzeitig in dem Aussterben sich gewissermaßen überlebt habender, älterer Formen. So verschwinden am Ende der paläozoischen Zeitalter die Lepidodendren, Sigillarien, Calamiten, Sphenophyllen, sowie die große Mehrzahl der Farne, welche im Devon erstehen und in der karbonischen Periode das Maximum ihrer Entwickelung erreichen, schon wieder von der Weltbühne. Die Lebensfähigkeit der Graptolithen erlischt mit dem Silur, die der Cystideen nur wenig später, die der Blastoideen und Perischoechiniden mit der karbonischen und permischen Periode. Ebenso ist die Existenz der zahlreichen rugosen und tabulaten Korallen, sowie vieler Brachiopodengattungen, z. B. Pentamerus, Productus, Stringocephalus, Uncites, endlich diejenige der mehr als 1700 Spezies von Trilobiten ausschließlich auf das paläozoische Zeitalter beschränkt. Dasselbe gilt von den Goniatiten und Clymenien, von den Eurypteriden und von den Panzerfischen, während die heterocerkalen kleinschuppigen Ganoiden am Ende der paläozoischen Periode bis auf

wenige Arten verschwinden, die erst im Verlaufe des mesozoischen Zeitalters aussterben.

An Stelle der mit der paläozoischen Periode erlöschenden Tiere und Pflanzen tritt eine neue, abwechselungsreichere und, in ihrer Gesamtheit aufgefasst, höher organisierte Welt. Ihr Erscheinen ist für die Erde der Beginn einer neuen, der mesozoischen Ära.

C. Die mesozoische Formationsgruppe.

Die mesozoische Formationsgruppe ist eine über 3000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden Sandsteinen, Kalksteinen, Dolomiten, Mergeln, Schieferthonen und plastischen Thonen nebst Steinkohlen, Gyps und Steinsalz, deren Ablagerung in eine Zeit fällt, in welcher die Pflanzenwelt namentlich durch gymnosperme Dikotyledonen, also Coniferen, vor allem aber durch Cycadeen und neben diesen durch Farne, — die Tierwelt durch Korallen, die dem Typus der Jetztzeit angehören (also solche mit sechsstrahligem Bau, Hexacoralla), echte Seeigel, zahlreiche Gastropoden und Zweischaler, namentlich aber durch über 4000 Spezies der höchst stehenden Mollusken, der Ammoniten und Belemniten, endlich durch Ganoiden, sowie hai- und rochenartige Knorpelfische, ferner durch Labyrinthodonten und Reptilien repräsentiert wird. Letztere erreichen jetzt ihren größten Formenreichtum und z. T. kolossale Riesengestaltung und sind vorzugsweise vertreten durch die meerbewohnenden Ichthyosaurier und Sauropterygier (Ichthyosaurus, Nothosaurus, Lariosaurus, Plesiosaurus, Placodus), durch flatternde Pterosaurier (Pterodactylus, Rhamphorhynchus), durch Krokodilier (Belodon, Aëtosaurus, Teleosaurus, Geosaurus), durch Dinosaurier (Zanclodon, Brontosaurus, Compsognatus, Stegosaurus, Iguanodon) und endlich durch Schildkröten. Gefäßkryptogamen, Brachiopoden, Nautileen, Crinoideen, welche während der paläozoischen Perioden den Gesamthabitus der damaligen organischen Welt bestimmten, treten stark zurück. Dahingegen fällt in die mesozoischen Zeitalter namentlich auch das Auftreten der ersten angiospermen Dikotyledonen und der ersten Knochenfische, Vögel und Säugetiere.

Die mesozoische Formationsgruppe zerfällt in:

3. die Kreide,
2. den Jura,
1. die Trias.

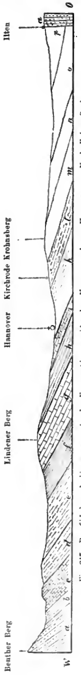


Fig. 317. Profil durch die mesozoische Formationsreihe der Umgegend von Hannover. Nach *Heinr. Credner.*

a Buntsandstein, *b* Röt, *c* Muschelkalk, *d* Keuper — Trias

e Lias, *f* Dogger, *g* Oxford, *h* Kimmeridge, *i* Serpulit — Jura

k Hilsthon(?), *l* Gault, *m* Cenoman, *n* Turon, *o* Quadraten-Schichten, *p* Mucronaten-Schichten — Kreide

Die Trias.

Die Trias eröffnet die Reihe der mesozoischen Formationen (siehe Fig. 317), bildet also das Hangende des oberen Perm und das Liegende des unteren Jura, wo sie im Kontakte mit einem dieser beiden oder zugleich mit beiden Schichtensystemen auftritt, hat sich aber innerhalb fast jedes einzelnen ihrer Bildungsräume in einer von den übrigen abweichenden Fazies entwickelt. In Deutschland gliedert sie sich in zwei Sandstein- und Lettenformationen mit den Resten von Meeres- und vorzüglich Landbewohnern, beide getrennt durch eine Kalkformation mit einer Meeresfauna, welche sich durch Armut an Formen, aber Reichtum an Individuen auszeichnet. In England fehlt diese letztere Schichtengruppe, ebenso im Osten von Nordamerika, und endlich in den Alpen tritt uns in einer Anzahl an die paläozoische Zeit erinnernder Tiertypen und in der gleichzeitigen Entwickelung einer Fülle von formenreichen Ammoniten eine Fauna entgegen, wie sie in keinem der oben genannten Bildungsräume auch nur angedeutet ist, sich jedoch ähnlich im Westen von Nordamerika, auf Spitzbergen und Neuseeland, im Himalaya und in Nordasien wiederholt.

Die deutsche Trias.

Litteraturangaben über die deutsche Trias:

H. Eck. Über die Formation des bunten Sandsteines und des Muschelkalkes in Oberschlesien u. ihre Versteinerungen. Berlin 1865.

F. Römer. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Trias. S. 122 bis 189.

F. Nötling. Die Entwickelung der Trias in Niederschlesien. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 300.

H. Eck. Rüdersdorf u. Umgebung. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. I. 1. Berlin 1872.

Heinr. Credner. Über die Grenzgebilde zwischen Keuper u. Lias in Norddeutschland. N. Jahrb. 1860. S. 293.

E. H. Zimmermann. Das deutsche und alpine Rhät. Jena 1884.
H. von Dechen. Geol. u. pal. Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 318—364.
E. Carthaus. Die Triasformation im nordöstl. Westfalen. Würzburg 1886.
W. Frantzen. Gliederung des Unt. Muschelkalkes in Westfalen und Hannover. Jahrb. d. K. pr. geol. La. 1888. S. 453.
A. Huyssen. Die Tiefbohrungen im norddeutschen Flachland. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 612.
Heinr. Credner. Versuch einer Bildungsgeschichte der geognost. Verhältnisse des Thüringer Waldes. Gotha 1855. Ferner dessen Aufsätze im N. Jahrb.
K. von Seebach. Die Conchylien-Fauna der Weimarischen Trias. Berlin 1862.
E. E. Schmid. Über den unteren Keuper des östl. Thüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. 1874. — Das ostthüringische Röt. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 92. — Die Wachsenburg. ebend. 1883. S. 267. — Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.
M. Bauer. Über die geol. Verhältnisse der Seeberge und des Galberges bei Gotha. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 1.
R. Wagner. Buntsandst. u. Muschelkalk bei Jena. Jahresber. d. Ackerhauschule zu Zwätzen b. Jena. 1887.
E. Liebetrau. Beitr. z. Kenntnis des Unt. Muschelkalkes bei Jena. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 717.
J. G. Bornemann. Beitr. z. Kenntnis des Muschelkalkes in Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1885. S. 267. — ebend. 1883. S. 883, 1885. S. 267. — Über den Muschelkalk. ebend. 1888 S. 417.
Tegetmeyer. Beitr. z. Kenntnis des Keupers im nördl. Thüringen. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1876.
H. Pröscholdt. Beitr. z. näheren Kenntnis des unt. Muschelkalkes in Franken u. Thüringen. Progr. der Realschule. Meiningen 1879. — Ders. Die Marisfelder Mulde. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 190. Ferner: ebend. 1884. S. 239 Gliederung des Buntsandsteines. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 343.
W. Frantzen. Übersicht der geol. Verh. bei Meiningen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 17. — Terebr. Ecki. ebend. 1881. S. 157. — Über Chirotheriensandstein. ebend. 1883. S. 347.
C. W. Gümbel. Die geogn. Verb. des fränkischen Triasgebietes. Bavaria. Bd. IV. Heft 11. 1865. — Geogn. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 590.
W. Frantzen u. A. v. Koenen. Gliederung des Wellenkalkes im mittl. u. nordw. Deutschland. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 440.
A. Schenk. Fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und des Lias Frankens. Wiesbaden. 1867.
Fr. Sandberger. Die Gliederung der Würzburger Trias u. ihre Äquivalente. Würzb. naturw. Zeitschr. Bd. VI. 1868. S. 131. (Siehe auch N. Jahrb. 1868. S. 234, 362 u. 623.) Die Trias im mittleren Maingebiete. Gemeinnützige Wochenschr. 1882. Nr. 1—6. — Übersicht d. Versteinerungen d. Trias Unterfrankens. Würzb. 1890.
Fr. Nies. Beitr. z. Kenntnis d. Keupers im Steigerwalde. Würzburg 1868.
F. v. Alberti. Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteines, Muschelkalkes u. Keupers. Stuttgart und Tübingen 1834. — Ders. Überblick uber die Trias. Stuttgart 1864.
H. Thürach. Gliederung des Keupers im nördl. Franken. Geognost. Jahreshefte, Kassel 1888. S. 75 u. 1889. S. 1.
A. Oppel und E. Süß. Über die mutmaßl. Äquivalente der Kößener Schichten in

Schwaben. Sitzber. Akad. Wien 1856. Bd. XXI. S. 535; ferner Oppel, sowie Rolle, ebend. Bd. XXVI. S. 7 u. S. 13.

H. Eck. Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Muschelkalkes. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 32. — Buntsandstein im Odenwald. ebend. 1884. S. 161. — Das Lager des Cerat. antecedens. ebend. 1885. S. 466. — Erläut. z. geogn. Karte v. Lahr. Lahr 1884. S. 83.

E. W. Benecke u. E. Cohen. Geogn. Beschr. der Umg. v. Heidelberg. Straßburg 1881. S. 294—463.

F. Schalch. Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstl. Schwarzwalde. Schaffhausen 1873.

E. W. Benecke. Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothr. Straßburg 1877. — Über d. Buntsandst. v. Weißenburg. Mitt. d. geol. Landesunters. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886.

E. Schumacher. Der untere Muschelkalk im n.ö. Deut. Lothringen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. II. 1889. S. 111.

A. Leppla. Über d. Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahreshefte. Bd. I. Kassel 1888. S. 39.

E. Weiß. Gliederung der Trias im Saarbrückenschen. N. Jahrb. 1869. S. 215. — Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 837. — Erläut. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Blatt Ilamweiler, Bouss, Dudweiler u. a.

G. Meyer. Lagerungsverh. d. Trias am S.-Rande des Saarbr. Steinkohlengeb. Mitt. d. geol. Landesunters. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886. S. 1.

H. Grebe. Die Triasmulde zwischen Hunsrück und Eifel-Devon. J. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 462.

M. Blanckenhorn. Die Trias am Nordrande d. Eifel. Abh. z. geol. Spezialk. von Preuß. Bd. VI. 2. Berlin 1885. — Derselbe. Die foss. Flora des Buntsandst. u. d. Muschelkalkes v. Commern. Palaeontogr. Bd. XXXII.

Die deutsche Trias besteht aus drei von einander durch petrographische und zum Teil auch paläontologische Eigentümlichkeiten ziemlich scharf



Fig. 318. Profil durch die Trias am Südabhange des Odenwaldes. Nach E. W. Benecke.

1 Buntsandstein. — 2, 3 u. 4. Muschelkalk: 2 Wellenkalk; 3 Anhydritgruppe; 4 oberer Muschelkalk. — 5—11 Keuper: 5 Lettenkohlengruppe; 6 Untere Mergel und Gyps; 7 Keuperwerkstein; 8 Gruppe der roten Mergel; 9 Bunte Mergel und Kieselsandstein; 10 Knollenmergel; 11 Bonebed-Sandstein.

getrennte Unterabteilungen, und zwar (siehe Fig. 317 und 318) von oben nach unten in:

3. Keuper, eine Mergel-, Gyps- und Sandsteinbildung mit vorwaltenden Resten von Landbewohnern.

2. Muschelkalk, eine marine Seichtwasserbildung und eine Kalkformation mit Resten von Meeresbewohnern und nur spärlichen Landpflanzen.

I. Buntsandstein (Bunter Sandstein), eine Sandsteinformation mit vorwaltenden Resten von Landbewohnern.

1. Der Buntsandstein.

Petrographischer Charakter. Wie der Name dieser Schichtengruppe andeutet, besteht dieselbe vorwaltend aus sehr verschiedenartig gefärbten Sandsteinen. Dieselben sind fast durchweg Quarzsandstein mit thonigem, kieseligem oder eisenschüssigem Bindemittel und abhängig von diesem zum Teil fest bis quarzitartig, zum Teil weich und zerreiblich, ja locker und an der Luft zu losem Sande zerfallend. Das kieselige Zement bildet zuweilen winzige wasserhelle Quarzkryställchen auf der Oberfläche der rundlichen Quarzkörnchen (so im Vogesensandstein). Auch die Färbung dieser Sandsteine wird von dem Zemente bedingt und ist vorherrschend rotbraun, gelb, grünlich, weiß oder buntgesprenkelt und gefleckt. Der untere weiße Buntsandstein des Thüringer Waldes und des Werrathales ist so reich an Kaolin, dass auf dessen Gewinnung die ganze Porzellanmanufaktur jener Gegend beruht*).

Der Bunte Sandstein besitzt eine sehr deutliche Schichtung, mit welcher nicht selten ein plötzlicher Wechsel der Gesteinsfarbe Hand in Hand geht, wodurch sie noch deutlicher hervorgehoben wird. Die Schichten sind zum großen Teile mehrere Fuß mächtig, weniger häufig plattenartig, also nur etwa zollmächtig, oder endlich, besonders in den oberen Niveaus des Buntsandsteines, sobald sich zahlreiche Glimmerblättchen zu den Sandkörnern gesellen, dünnschieferig. In ersterem Falle zeigen sie nicht selten die Erscheinung der diskordanten Parallelstruktur (Fig. 319).

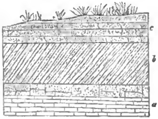


Fig. 319. Profil oberhalb Suhler Neudorf im Thüringer Walde.

a Braunroter, plattenförmiger Sandstein. — *b* Diskordant-schieferiger, rot- und weißgestreifter Sandstein. — *c* Grauer Mergelsandstein. (*H. Crd.*)

Die Sandsteine umschließen so häufig rundliche oder eckige Partieen von Thon (Thongallen), dass diese als eine ganz charakteristische Eigentümlichkeit des Bunten Sandsteines zu betrachten sind. Oftmals lagerte sich infiltrierte Kieselsäure über die Quarzkörner, ringsum ausgebildete Quarzkrystalle mit eingeschlossenen Körnern erzeugend. Solche krystallinische Quarzsandsteine sind in Thüringen, in der Rhön, im Schwarzwalde und in den Vogesen verbreitet.

Nächst den Sandsteinen sind es besonders rote und bunte Schiefer-

*) E. E. Schmid. Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 87.

letten, Thone und Mergel und eingelagert in diesen Gyps, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Buntsandsteinformation nehmen, deren obere Abteilung, der Röt, gewöhnlich fast ausschließlich von ihnen gebildet wird. Letzterer umschließt nicht selten, so bei Schöningen im Braunschweigischen, bei Hannover, bei Salzgitter mächtige Einlagerungen von Steinsalz. Konglomerate spielen meist nur eine sehr untergeordnete Rolle in der hier besprochenen Schichtenreihe. — Rogenstein bildet z. B. am Nord-, Ost- und Südrande des Harzes in dem unteren Buntsandstein teils mächtige Lagerzonen, teils starke Bänke, welche jedoch am südlichen Harz ihre Mächtigkeit verlieren und etwas westlich von Nordhausen ganz verschwinden. Anderwärts ist derselbe nur noch im unteren Buntsandstein von Rüdersdorf bekannt. Dolomit tritt in vielen Gegenden in Form schwacher Bänkchen untergeordnet zwischen den Mergeln des Röt und den Letten des unteren Buntsandsteines auf. Sehr häufig (z. B. bei Waltershausen und am Singerberge im Thüringer Walde, sowie in Franken) sind die Schichtungsflächen der dünngeschichteten, mergeligen Sandsteine des oberen Buntsandsteines von würfeligen Pseudomorphosen nach Steinsalz bedeckt, welche augenscheinlich dadurch entstanden sind, dass sich Kochsalzkrystalle aus verdunstenden Pfützen am Meeresstrande auf deren Boden abschieden, später von Schlamm bedeckt, wieder aufgelöst, weggeführt und von Schlammmasse ersetzt wurden.

Erzführung. Der Buntsandstein ist zuweilen das Muttergestein von Erzen. Dies ist z. B. bei Commern in der preußischen Rheinprovinz der Fall. Dort lagern die schwach nach Norden fallenden Schichten des Buntsandsteines unmittelbar auf Unterdevon auf und bestehen aus wechsellagernden Konglomeraten und feinkörnigen, weißen, lockeren Sandsteinen in einer Mächtigkeit, welche 40 m erreicht. Sie sind mit 1—8 mm großen Körnern von Bleiglanz (Knottenerz) in überraschender Gleichmäßigkeit erfüllt und repräsentieren eine der wertvollsten Bleierzlagerstätten Deutschlands. Unter ganz analogen Verhältnissen treten Bleiglanz und Weißbleierz im Buntsandsteine bei St. Avold westlich von Saarbrücken auf. Bei Twiste unweit Arolsen enthält der Buntsandstein in einer Mächtigkeit von 3—4 m Imprägnationen von Kupferglanz, namentlich aber Malachit, welche sich vorzugsweise auf den feinen Klüften in diesem Gesteine konzentriert haben, in deren Nähe der sonst rotbraune Sandstein gebleicht ist. In ähnlicher Weise treten bei Bulach im württembergischen Schwarzwalde Fahlerz, Kupferlasur und Malachit im Buntsandsteine auf und sind in früheren Zeiten das Objekt eines Bergbaues gewesen, ferner Gänge von Schwerspat und Eisenerz.

Paläontologischer Charakter. Der Buntsandstein ist gewöhnlich sehr arm an organischen Resten, nur einzelne Gegenden und Schichten (am westlichen Fuße der Vogesen, im Elsass, in Baden, bei Bernburg, in Ober-

schlesien) machen davon eine Ausnahme, indem gewisse Sandsteine, Mergel und Schieferthone eine ziemliche Menge pflanzlicher, die Dolomite einige tierische Reste bergen. Einige der wichtigsten und zum Teil sehr charakteristischen Pflanzenformen sind: Equisetum Mougeoti Schimp. und, ebenfalls zu den Equisetaceen gehörig, Schizoneura paradoxa Schimp., deren nicht seltener Holzkörper sich von Equisetum durch viel breitere Längsrippen unterscheidet, ferner zwei Farne: Anomopteris Mougeoti Schimp. und Caulopteris Voltzi Schimp., endlich einige Abietiden, nämlich Albertia elliptica Schimp. und Voltzia heterophylla Brongn. (Fig. 320), erstere mit breiten elliptischen, letztere an den jüngeren Zweigen mit langen, linearen, an den älteren Zweigen mit pfriemligen, kurzen Blättern.



Fig. 320. Voltzia heterophylla Brongn. Endzweig, Mittelzweig, Fruchtzweig.

Tierische Überreste sind vorzugsweise aus den oberen Horizonten des Buntsandsteines bekannt; von ihnen muss namentlich Rhizocorallium Jenense Zenk., ein knolliger oder walzenförmiger und dann oft verästelter Hornschwamm, an dieser Stelle Erwähnung finden. Dem mittleren Buntsandstein

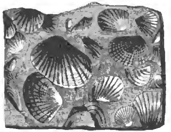


Fig. 321. Myophoria costata Zenk. sp. Nach *F. Römer*.

Norddeutschlands gehört Gervillia Murchisoni an. Ein durch fast ganz Deutschland weitverbreitetes Leitfossil des oberen Buntsandsteins, des Röt, ist Myophoria costata Zenk. sp. (M. fallax Seeb.) (Fig. 321) und Modiola hirudiniformis v. Schl. Neben ihnen erscheinen schon hier mehrere Arten der späteren Muschelkalkfauna. Selten, aber von Interesse ist Ammonites (Beneckeïa) tenuis v. Seeb. Verbreitet ist ferner Estheria Albertii Voltz. Ganz eigentümlich ist die Häufigkeit von Fährten

riesiger Amphibien in dem Buntsandsteine (Fig. 322). Sie bestehen aus den Fußtapfen eines seinem Äußeren und seinem Baue nach unbekannten, Chirotherium genannten Labyrinthodonten, die sich unweit Hessberg bei Hildburghausen, bei Jena und Kahla, bei Karlshafen an der Weser, bei Kissingen, Würzburg und im Tauberthale im oberen Buntsandstein gefunden haben und deren Urheber den triadischen Meerestrand in großer Menge belebt haben müssen. Diese Fußtapfen und deren auf der ihnen zugekehrten Fläche der nächsten Schicht befindlichen, durch Ausfüllung der Eindrücke entstandenen reliefartigen Abgüsse lassen auf das deutlichste erkennen, dass die sie verursachenden Tiere fünfzehige, aber ungleich große,



Fig. 322. *a* Chirotherium-Fährten auf einer Sandsteinplatte. — *b* Abdruck eines einzelnen Fußtapfens.

hintere größere und vordere kleinere Füße besessen haben. In demselben Horizonte finden sich in der Umgebung von Bernburg die ausgezeichnet erhaltenen Schädel zweier Labyrinthodonten Trematosaurus Brauni Burm. und Capitosaurus nasutus v. Meyer. Wichtig ist ferner das von Wiedersheim beschriebene Labyrinthodon Rütimeyeri aus dem Buntsandstein von Riehen bei Basel. Endlich kommen in dem oberen Niveau des Buntsandsteines, so bei Süldorf südwestlich von Magdeburg und im südlichen Schwarzwalde, Ganoidschuppen in solcher Menge vor, dass sie gewisse Lagen des Sandsteines fast schwarz färben.

Die Gliederung des Buntsandsteines

	am südlichen Rande des Harzes nach *Eck*, *von Seebach*, *Giebelhausen*.	im mittleren und westlichen Thüringen nach *Heinr. Credner*.	in der Gegend von Meiningen nach *Frantzen* und *Proescholdt*.	im Spessart und in der Gegend von Würzburg nach *Sandberger* und *Gümbel*.	am Südabhange des Odenwaldes nach *Benecke*.	in Württemberg nach *Eck*.	am südöstlichen Schwarzwald nach *Schalch*.	im Elsass nach *Benecke* und in Lothringen nach *Weiß*.
oberer	Obere gypsfreie Stufe, 30 bis 35 m mächtig, lediglich aus roten und grünen Mergeln bestehend. Untere gypsführende Stufe, 50 bis 60 m mächtig, rote und grüne Mergel mit Gypslagern, mit Lagern von Thonquarzit, diese mit Steinsalzpseudomorphosen. In ihrer Mitte eine Dolomitbank (Rhizocorallium-Dolomit) mit Myophor. costata, Rhiz. Jenense. Weißer Sandstein.	Braune und grüne Mergel mit Bänken, Stöcken und Lagern von Gyps.	Gelbe Kalke mit Discina discoides. Rote Thone mit Faserkalk. Kalkbänke (Modiola-Schichten) u. helle Mergel mit Lingula tenuissima, Modiola hirundiniformis, Myophorien. Rote, graue u. grüne Thone mit Bänkchen von quarzit. Sandstein. Glimmerreiche, dünnplattige u. quarzit. Sandsteine in wechselnder Mächtigkeit. Chirotheriumsandstein mit Karneol.	Roter Schieferthon. Dolomitische Sandsteinschiefer oder Mergel mit Myoph. costata, M. vulgaris. Rote Schieferletten. Chirotherium-Sandstein. Roter Sandstein mit Equiset. Mougeoti und Voltzia. Violetter Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote Schieferthone, in ihrer mittleren Mächtigkeit eine Sandsteinlage mit Myoph. vulgaris, Myacites. Darunter helle Sandsteinbänke mit Labyrinthodonten. Roter Sandstein, an der Basis mit Dolomitknollen u. Karneol.	Rote Schieferthone und rote, feinkörnige, glimmerige Sandsteine mit thonigem Bindemittel; unten mit Einlagerungen von Sandsteinen mit zahlreichen Dolomitknauern; die unterste Bank auch mit Karneol. Anomopteris Mougeoti, Equisetum Mougeoti, Estheria Albertii.	Bunte Mergel und Mergelschiefer, nach unten mit dünnen glimmerigen Thonsandstein-Zwischenlagen. Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote und blaue Grenzletten. Voltziensandstein, feinkörnig, hart, mit Voltzia, Endolepis, Anomopteris, Caulopteris u. a. Rote, violette, oft kieselige Sandsteine, an der Basis mit Karneol und Dolomitknollen.
mittlerer	Grobkörnige Sandsteine, zum Teil ohne Bindemittel, deshalb locker, die Körner oft mit Krystallflächen, hellrötlich. Zwischen den Sandsteinen Schieferplatten, diese z. T. mit Estheria Albertii.	Helle feinkörnige oder grobe Sandsteine, wechsellagernd mit Thonen und Mergeln, oft dolomitisch oder mit Pseudomorphosen nach Steinsalz. Kleinkörnige graue Sandsteine in mächtigen Bänken mit Thon- und Mergelgallen und Zwischenlagern.	Grobkörniger Sandstein, vorwaltend grobkörnige Sandsteine, zwischen die sich Bänke mit feinerem Korn einschalten. Zu unterst mit linsengroßen Geröllen von Karneol und Milchquarz.	Roter und bunter thoniger Sandstein.	Hauptbuntsandstein: dickgeschichtete, meist rote Sandsteine, zonenweise viel Thongallen, oben mit vereinzelten Kieselgeröllen.	Teils grob-, teils feinkörnige, blassrötliche, glimmerarme Sandsteine, bindemittelarm oder mit kieselig. Zement. Quarzkörner oft mit Krystallflächen. An der oberen Grenze konglomeratisch durch Kieselgerölle, etwa 30 m über der unteren auch durch Gerölle kryst. Gesteine.	Teils grob-, teils feinkörnige, feldspatführende, glimmerarme, getigerte Sandsteine mit kaolinigem oder kieseligem Bindemittel, dazwischen schwache Lagen von buntem Thon.	Rote, meist thonarme Sandsteine, zu oberst Konglomerate, versteinerungsleerer Hauptbuntsandstein od. Vogesensandstein.
unterer	Feinkörnige, meist rötliche, thonige Sandsteine, in schwachen Bänken, durch Glimmerreichtum oft dünnschieferig, mit einigen Einlagerungen von dolomitischem und kalkigem Rogenstein, welche sich westlich von Nordhausen auskeilen.	Bunte sandige Mergel wechsellagernd mit schwachen Sandsteinlagen, oder solchen von Thonquarzit, oft mit Gypsstöcken und -lagern.	Ungleichkörniger Sandstein mit zahlreichen Thongallen. Feinkörnige, oft buntgestreifte, meist plattige Sandst.; weiße, kaolinführende Sandsteine. Rote Thone (Bröckelschiefer) mit dünnen Sandstein- und Dolomitbänkchen.	Rote Schieferletten (Leberschiefer) mit Roteisenerz und Sandsteinbänkchen.	Helle Sandsteine mit grünen, und rote Sandsteine mit braunen Flecken (Tigersandstein). Oft kaolinisches Zement. Rote Thone.	Vorherrschend weiße, fein- oder mittelkörnige, nicht glimmerarme Sandsteine mit etwas thonigem Bindemittel.	Nicht entwickelt.	Feinkörnige, weiße und bunte, thonige Sandsteine u. Thone.

Die Fährten, welche die Chirotherien wahrscheinlich während der Ebbezeit in dem frischabgesetzten Schlamme des triadischen Meeresufers zurückließen, die netzförmigen Sprünge, welche die mit solchen Fußspuren bedeckten Schichtenflächen kreuzen und nur infolge des Trocknens des bis dahin feuchten Schlammes entstanden sein können, die Wellenfurchen auf denselben Sandsteinen, die Diagonalschichtung vieler Sandsteinbänke, endlich die Reste von Landpflanzen und die von Labyrinthodonten weisen darauf hin, dass die Buntsandsteinformation eine Strandbildung ist.

Gliederung des Buntsandsteines. Teils nach Verschiedenheiten in der petrographischen Zusammensetzung der Schichtenreihe des Buntsandsteines, teils nach paläontologischen Anhaltspunkten kann man lokal folgende Niveaus in demselben unterscheiden:

Obere Abteilung: Mergel, Dolomit, Gyps und Steinsalz (Röt), anderenorts zum Teil oder ganz vertreten durch glimmerreiche Thonsandsteine. lokal durch Voltziensandsteine (Myophoria costata, Gervillia socialis, Lingula tenuissima, Ammonites tenuis, Anomopteris Mougeoti, Voltzia heterophylla). Die unterste Stufe des Röt ist in Süddeutschland und in Elsass-Lothringen durch Lagen und Knollen von Dolomit und Karneol ausgezeichnet (Karneolbank).

Mittlere Abteilung: fast ausschließlich bunte, teils grob-, teils feinkörnige, glimmer- und bindemittelarme Sandsteine (Hauptbuntsandstein, Vogesensandstein).

Untere Abteilung: meist feinkörnige Sandsteine mit oder ohne Einlagerungen von Rogenstein, rote Schieferthone, Letten.

Die Gesamtmächtigkeit der Buntsandsteinformation schwankt zwischen 200 und 500 m.

Die Tabelle auf S. 521 giebt einen Überblick über die Gliederung des Buntsandsteines in den hauptsächlichsten der Distrikte, in denen derselbe zur Ausbildung gelangt ist.

2. Der Muschelkalk.

Petrographischer Charakter. Der Muschelkalk besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus Kalksteinen und zwar zum Teil aus ganz bestimmten Varietäten dieses Gesteines, welche sich in den verschiedenen Verbreitungsgebieten der Muschelkalkformation in ungefähr demselben Niveau wiederholen, weshalb ihre Bezeichnungen bald in petrographischem, bald in geognostischem Sinne zur Anwendung kommen. Als wichtigste derselben sind zu bezeichnen: Wellenkalk, wulstige, dünne Schichten mit fältelig- oder wellig-runzeliger Oberfläche bildend, — Oolith, aus Kalkkügelchen von z. T. radialfaseriger oder konzentrisch-schaliger Struktur bestehend, — Schaumkalk, weich, feinporös, fast schwammig, — Tere-

bratelkalk und Encrinitenkalk (oder Trochitenkalk), ersterer aus dicht auf einander gehäuften Individuen der Terebratula vulgaris oder der Ter. Ecki, letzterer fast ausschließlich aus Stielgliedern von Encrinus-Arten bestehend. Die meisten Kalksteine des Muschelkalkes enthalten neben kohlensaurem Kalk mehr oder weniger kohlensaure Magnesia und Eisenoxydul oder Thon und gehen daher einerseits in Dolomit, andererseits in Mergel über. Die Mergel erlangen zuweilen eine ziemlich mächtige und selbständige Ausbildung und sind sehr gewöhnlich vergesellschaftet mit Anhydrit, Gyps und Steinsalz, sind dann selbst oft von Salzteilchen vollkommen imprägniert und stehen in diesem Falle dem Salzthone nahe, welcher ebenfalls als fast steter Begleiter des Anhydrites auftritt. Anhydrit, Gyps, Steinsalz und Salzthon bilden in inniger Vergesellschaftung einen wichtigen Schichtenkomplex in der mittleren Etage der Formation. Dolomite oder stark dolomitische, zum Teil sehr eisenschüssige Kalksteine finden sich in vielen Regionen der Muschelkalkformation, z. B. in Oberschlesien und Thüringen, und sind oft reich an Knollen und Lagen von Hornstein. In manchen Gegenden beginnt die ganze Schichtenreihe des Muschelkalkes mit einem Komplexe von zum Teil ockerigen, auf ihren Schichtungsflächen wellig gerunzelten Dolomiten, welche einen größeren oder kleineren Teil des Wellenkalkes anderer Gegenden vertreten und Wellendolomite genannt werden.

Einen von dem normalen ganz abweichenden petrographischen Charakter besitzt die Muschelkalkformation im Gebiete der Saar, Mosel und im Luxemburgischen, wo die untere Abteilung derselben nicht kalkig, sondern sandig ist, so dass man dort von einem Muschel- oder Wellensandstein, d. h. einem Sandsteine mit den organischen Resten des Wellenkalkes sprechen kann.

Manche Schichtungsflächen des Muschelkalkes sind ganz bedeckt mit wurm- oder hufeisenförmigen, seltener spiraligen, fingerdicken Wülsten von Kalkstein, sogenannten »Schlangenwülsten«, welche bei guter Erhaltung ein faseriges Gewebe beobachten lassen und als versteinerte Hornschwämme (Rhizocorallien) betrachtet werden. Sehr häufig greifen auf einander liegende Kalksteinschichten infolge ungleicher Druckeinwirkung in zylindrischen oder konischen Fortsätzen in einander ein. Die geraden oder gebogenen, längsgestreiften, nach aufwärts oder abwärts gerichteten Kalkzylinder tragen an ihrem Ende gewöhnlich den ihrem Umfang entsprechenden Teil derjenigen schwachen Lettenlage, welche die Kalksteinschichten von einander trennen, beziehungsweise diejenigen festen Körper (Muscheln, Knochen u. s. w.), welche ursprünglich auf den Schichtflächen gelegen hatten: sie werden als Stylolithen bezeichnet und finden sich, wenn auch schon in Kalksteinen älterer Formationen (Silur, Zechstein), doch am schönsten im Schaumkalk von Rüdersdorf und im oberen Muschelkalk von

Württemberg. Bei konischer Verzapfung der Kalksteinschichten hat keine Zerreißung, sondern nur eine hohlkegelartige Auftreibung der Lettenlage stattgefunden (selten bei Rüdersdorf beobachtet).

Erzführung. Der Muschelkalkformation gehören die Eisenerz-, Bleiglanz- und Galmeilagerstätten von Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien, sowie die Galmeivorkommen von Wiesloch in Baden an. Ihre Bildung fällt jedoch keineswegs mit der Ablagerung der sie einschließenden Gesteine des Muschelkalkes zusammen, sondern gehört späteren Zeiträumen an.

In Oberschlesien bilden Brauneisenerze unregelmäßige Lager und Nester in den Kalken und Dolomiten des unteren Muschelkalkes und füllen in der Gegend von Tarnowitz und Naklo förmliche topfartige Vertiefungen im Sohlenkalksteine (untere Abteilung des unteren Muschelkalkes) aus. In Verbindung mit ihnen treten Zinkerze auf, welche im Verein mit den Steinkohlen den Hauptimpuls zu der großartigen oberschlesischen Mineralindustrie gegeben haben. Die meisten und wichtigsten Zinkerzlagerstätten jener Provinz sind an Dolomite gebunden, welche in flachen Mulden des unteren Muschelkalkes (Sohlenkalkstein) lagern und sich von Tarnowitz aus in ostsüdöstlicher Richtung über Beuthen nach Polen hineinziehen. Die oberschlesischen Zinkerze bestehen aus untergeordnetem reinem Zinkkarbonat und -silikat, sowie dichter Zinkblende, der Hauptsache nach aber aus zinkhaltigen Brauneisensteinen, zinkhaltigem, eisenschüssigem Dolomite (rotem Galmei), zinkhaltigem Letten und zinkhaltigem Sohlenkalkstein (weißem Galmei). Die Lagerstätten dieser Galmeierze finden sich in den muldenförmigen Vertiefungen zwischen den Falten der Muschelkalkformation (Fig. 324), bilden unregelmäßige Nester und flötzartige Lager zwischen dem sogenannten Sohlenkalkstein und dem darüberliegenden Dolomite, ver-

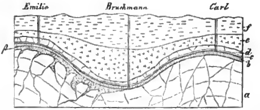


Fig. 324. Profil der Belly-Castle-Grube zwischen Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien. Nach *Runge*.
a Sohlenkalkstein. — *b* Roter Galmei. — *β* Weißer Galmei. — *c* Bleiglanz. — *d* Dolomit. — *e* Brauneisenerz. — *f* Letten.

zweigen sich aber auch sowohl in das liegende, wie in das hangende Nebengestein und sind aus zinkhaltigen, nach der Meinung der Einen durch Auslaugung des Dolomites, nach der Meinung der Anderen durch Verwitterung ursprünglich vorhandener Zinkblende entstandenen Lösungen an Stelle der

weggeführten Kalk- und Magnesiaverbindungen abgesetzt worden. In diesen Lagerstätten bildet gewöhnlich der weiße Galmei die untere, der rote Galmei die obere Zone. Zu den Brauneisensteinen und Zinkerzen gesellt sich als drittes der dem Muschelkalke angehörigen Erze Bleiglanz. Dieser kommt teils in Körnern und Krystallen im Dolomit eingesprengt, teils diesen in Trümern durchziehend, teils in zusammenhängenden flötzartigen Lagerstätten auf der Grenze zwischen Sohlenkalkstein und Dolomit oder direkt über derselben vor. Freilich beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Bank nicht mehr als etwa 0,04 m, bläht sich jedoch stellenweise bis zu 0,66 m auf. Dieselbe bildet im Verein mit dem Muschelkalke, dem sie angehört, eine ganz flache, etwa eine Quadratmeile große Mulde.

Bei Wiesloch in Baden*) finden sich 5 Erzstöcke, von welchen einer aus Zinkblende mit Bleiglanz und Markasit, die anderen aus Galmei bestehen, als Ausfüllungsmasse von Klüften, welche den dortigen oberen Muschelkalk durchsetzen und sich in gewissen Horizonten und zwar an solchen Stellen, wo sie den Kontakt von Encrinitenbänken und dichtem Kalksteine kreuzen, unregelmäßig höhlenartig erweitert haben.

Paläontologischer Charakter. Als marine Bildung ist der Muschelkalk, wie zu erwarten, außerordentlich arm an Pflanzenresten, welche sich auf einige fragliche Algen und wenige eingeschwemmte Farnwedelfragmente (Neuropteris Gaillardoti) und Coniferenreste (Voltzia Weissmanni) beschränken, doch ist auch die Fauna der Trias eine verhältnismäßig nicht sehr formenreiche, wenn diese Armut auch durch die Fülle der Individuen, in welcher manche Muschelkalkspezies auftreten, weniger auffällig gemacht wird. Die wichtigsten, als charakteristische Leitfossilien zu betrachtenden Vertreter der deutschen Muschelkalkfauna sind von Echinodermen: Encrinus liliiformis Lam. (Fig. 325), dessen Kronen selten, dessen Stielglieder außerordentlich häufig sind, — Encrinus Carnalli Beyr. — Aspidura scutellata Bronn, eine weitverbreitete, aber seltene Ophiure; — von Brachiopoden: Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth. (Fig. 326*a*) nebst ihrer Varietät cycloides Zenk., das häufigste Muschelkalkfossil, — Terebratula Ecki Frantzen, — Terebratula angusta Schloth., — Retzia trigonella Schloth. (Fig. 326*b*), — Spiriferina hirsuta Alb., — Spiriferina fragilis Schloth., — Spiriferina Mentzeli Dunk. (Fig. 326*c*), — Rhynchonella decurtata Gir. sp., — Rhynchonella Mentzeli Buch sp. (Fig. 326*d*); — von Zweischalern: Ostrea placunoides Münst., eine kleine Auster, welche sehr gewöhnlich auf Ceratiten aufgewachsen vorkommt, — der handgroße Pecten laevigatus Bronn (Fig. 327), — der meist kleinere Pecten discites Bronn, — Lima lineata und striata Goldf., — Ger-

*) A. Schmidt. Die Zinkerz-Lagerstätten von Wiesloch. Heidelberg 1881.

villia socialis Quenst. (Fig. 329), — Myophoria laevigata Alb. (Fig. 328), — Myoph. cardissoides Alb. — Myoph. vulgaris Bronn, —

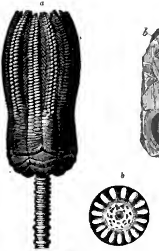


Fig. 325.

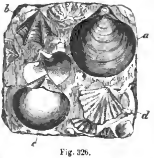


Fig. 326.

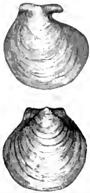


Fig. 327.

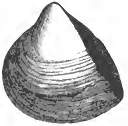


Fig. 328.



Fig. 329.

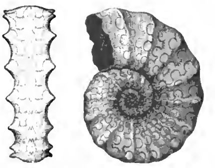


Fig. 330.

Fig. 325. Encrinus liliiformis Lam. — Fig. 326. *a* Terebratula vulgaris Schloth.; *b* Retzia trigonella Schloth.; *c* Spiriferina Mentzeli Dunk.; *d* Rhynchonella Mentzeli Buch. — Fig. 327. Pecten laevigatus Bronn. — Fig. 328. Myophoria laevigata Alb. — Fig. 329. Gervillia socialis Quenst. — Fig. 330. Ammonites (Ceratites) nodosus Haan.

Myophoria orbicularis Bronn, — Trigonodus Sandbergeri Alb., — Unicardium anceps Schloth. sp. (= Arca Schmidi Gein.), — Myacites musculoides Schloth.; — von Gastropoden: Dentalium

laeve Schloth., — Natica gregaria Schloth. sp., — Chemnitzia scalata Goldf.; — von Cephalopoden: Ammonites (Hungarites) Strombecki Griep., — Ammonites (Beneckeïa) Buchi Alb., — Ammonites (Ceratites) Ottonis Buch, — Ammonites (Ceratites) antecedens Beyr., — Ammonites (Ceratites) semipartitus Buch, — Ammonites (Ceratites) nodosus Haan (Fig. 330), — Ammonites (Ptychites) dux Gieb., — Ammonites (Acrochordiceras) Damesi Nötl., — Nautilus bidorsatus Bronn und dessen Kiefer Rhyncholithus hirundo Big. und Conchorhynchus avirostris Blainv.; — von

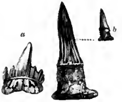


Fig. 331.

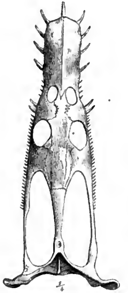


Fig. 332.

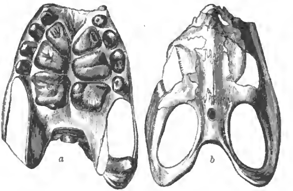


Fig. 333.

Fig. 331. a Hybodus plicatilis Ag.; b Saurichthys apicalis Ag. — Fig. 332. Nothosaurus mirabilis Münst. — Fig. 333. Schädel von Placodus gigas Ag. a von unten; b von oben.

Arthropoden: ein dem Genus Astacus nahe stehender langschwänziger Krebs Pemphix Sueuri Bronn. Von Fischresten sind namentlich die kegelförmigen, mit beiderseitigen Nebenzähnchen versehenen Zähne von Hybodus plicatilis Ag. (Fig. 331a), sowie die flachen, mit einer mittleren Längsfalte versehenen Pflasterzähne von Acrodus, ferner die spitz kegelförmigen, mit gefalteten Wurzeln versehenen Zähne von Saurichthys apicalis Ag. (Fig. 331b), endlich die rhombischen Schuppen von Ganoidfischen (Gyrolepis und Colobodus) häufig. Zu ihnen gesellen sich Schädel, Oberkiefer und Zähne von Placodus gigas Ag. (Fig. 333), eines

theromorphen Reptils, sowie die Reste echter Meeressaurier, Nothosaurus mirabilis Münst. (Fig. 332) N. latifrons Gür. und Anarosaurus Dames. Der Schädel von Placodus ist sehr niedrig, hat große Schläfenöffnungen, seitlich gelegene Augenhöhlen, trägt auf Gaumen und Oberkiefer pflasterartige oder bohnenförmige schwarze Pflasterzähne von ansehnlicher Größe und vorn stumpfe meißelförmige Schneidezähne. Die flachen, schlanken, über zwei Fuß langen Schädel des Nothosaurus zeigen hinten die ungewöhnlich großen Schläfengruben, zwischen ihnen ein kleines Scheitelloch, etwas vor der Mitte die Augenlöcher und vor ihnen die Nasenlöcher. Die Zwischenkiefer tragen 9 große gestreifte Zähne, deren neunter gerade in der Mitte der Kinnspitze steht. Die scharf zugespitzten Zähne stecken in Zahngruben. Der Hals war langgestreckt und bestand aus 20 Wirbeln, der gedrungene, mit einem kurzen Schwanz versehene Rumpf trug 4 Ruderfüße.

Nur schwach vertreten sind die Schwämme, von Rhizocorallium abgesehen (Peronella caminensis Beyr. sp. u. a.), die Korallen (Montlivaultia, Thamnastraea, Isastraea, Latimaeandra, Stylina), die Asteriden (Trichasteropsis, Pleuraster, Ophioderma, Aspidura), die Echiniden (Cidaris), die Anneliden (Serpula).

Gliederung der Muschelkalkformation. Man pflegt die Muschelkalkformation teils nach paläontologischen, teils nach geologischen Gesichtspunkten (mit v. Alberti) in drei Schichtengruppen zu gliedern (siehe Tabelle S. 530—533).

a. Unterer Muschelkalk, 50 bis 150 m mächtig, aus Wellendolomit, Wellenkalk, Bänken körnigen Kalksteines, dickbänkigen Dolomiten, Mergelschiefern, eingelagerten Terebratel- und Encrinitenkalken und Schaumkalken, bei Jena mit Lagen und Nestern von Cölestin, selten aus Sandstein bestehend, deren Anteil an der Zusammensetzung in den verschiedenen Gegenden aus der Tabelle zu entnehmen ist*). Die gesamte Schichtengruppe ist nicht besonders reich an organischen Resten, wenn man von den erwähnten zoogenen Kalksteinen absieht. Unter ihnen sind auf den unteren Muschelkalk beschränkt und als Leitformen für denselben zu betrachten: Encrinus Brahli, Encrinus Carnalli, Terebratula Ecki, Spiriferina hirsuta, Lima lineata, Gervillia subglobosa und mytiloides, Myophoria cardissoides, curvirostris und orbicularis, Ammonites Buchi, Ammonites Strombecki, Ceratites Ottonis, Ceratites antecedens, Ceratites trinodosus, Ammonites dux und Ammonites Damesi; allgemein oder lokal häufig, aber nicht auf unteren Muschelkalk beschränkt sind: Terebratula vulgaris, Spiriferina fragilis, Myophoria elegans und laevigata, Natica gregaria, Dentalium torquatum.

*) Vergl. E. Liebetrau. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 717. — H. Schillbach. Mikrosk. Unters. d. Schaumkalkes b. Jena. Diss. Jena. 1890.

b. **Mittlerer Muschelkalk, Anhydritgruppe**, 30 bis 100 m mächtig, wesentlich aus **Dolomiten**, zum Teil mit Hornsteinknollen, zum Teil zellig bis kavernös (Zellendolomit), **Kalksteinen, Mergeln, Anhydrit, Gyps** und **Steinsalz** bestehend. Da der Gyps stockförmige und das Steinsalz unregelmäßig linsenförmige Massen zu bilden pflegen, so zeigt der ganze sich ihnen anschmiegende Komplex stark gewundene und gefaltete Schichten. Hierher gehörende Steinsalzlager liefern das Material der zahlreichen Salinen der Neckargegenden und derer bei Basel, Erfurt, Buffleben, Stotternheim in Thüringen und werden bei Stetten in Hohenzollern, bei Friedrichshall in Württemberg und bei Erfurt in Thüringen bergmännisch abgebaut. Diese mittlere Gruppe des Muschelkalkes ist außerordentlich arm an organischen Resten, die sich hauptsächlich auf Lingula tenuissima, einige Zweischaler, Fischreste, Saurierknochen und -zähne beschränken.

c. **Oberer Muschelkalk, Friedrichshaller Kalk** Alb., **Hauptmuschelkalk** Quenst., 60 bis 120 m mächtig, aus glatt- und dickschichtigem Kalkstein, dessen Bänke sich mit ihren thonigen Zwischenlagern in großer Einförmigkeit hundertfach über einander wiederholen, sowie aus dünnen Kalkplatten bestehend, zwischen welche Thone und Mergel eingeschaltet sind. Der obere Muschelkalk ist von allen drei Abteilungen am reichsten an organischen Resten. Von ihnen sind auf den oberen Muschelkalk beschränkt: Encrinus Schlotheimi, Trigonodus Sandbergeri, Myophoria simplex, pes anseris und Goldfussi (letztere auch in den unteren Keuper hinaufgehend), Ammonites nodosus, semipartitus und euodis; hauptsächlich dem oberen Muschelkalk eigen sind: Encrinus liliiformis, Pecten laevigatus und reticulatus, Lima striata, Pemphix Sueuri; häufig in einzelnen Schichten, so dass sie fast ausschließlich das Material derselben bilden, sind: Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris und cycloides, Pecten discites, Myophoria vulgaris, Gervillia socialis.

Eine lediglich von paläontologischen Gesichtspunkten ausgehende Gliederung des Muschelkalkes würde nach **Eck** vielleicht zweckmäßiger unterscheiden:

4. **Stufe des Ceratites nodosus** und semipartitus (= oberer Teil des oberen Muschelkalkes).

3. **Stufe des Encrinus liliiformis** und Schlotheimi (= unterer Teil des oberen Muschelkalkes).

2. **Stufe des Ceratites antecedens** und Ammonites dux, mit Encrinus Brahli und Carnalli (= oberer Teil des unteren Muschelkalkes, mit welchem der mittlere Muschelkalk vereinigt werden könnte).

1. **Stufe des Ammonites Strombecki** Griep. mit nur zehnarmigen (ohne 20armige) Encrinen (= unterer Teil des unteren Muschelkalkes).

Der **oberschlesische** Muschelkalk wurde früher mit Bezug auf den

Gliederung des

	In Oberschlesien und Polen nach *Eck*.	Bei Rüdersdorf nach *Eck*.	Im nordwestlichen Deutschland nach *von Strombeck*.
Oberer M. K. (Hauptmuschelkalk).	Ryhnaer Kalkstein und Dolomit (Opatowitzer Kalkstein z. T.) mit Cerat. nodosus, vielen Fisch- und Saurierresten, Acrodus, Hybodus, Saurichthys, Nothosaurus.	Schichten mit Ceratites nodosus Gerv. socialis, Corbula dubia, C. gregaria, Pect. discites, Nucula elliptica u. a. 35 m.	Thone mit Kalkbänken mit Cerat. nodosus. (Ceratitenschichten.) Kalkbänke mit Pecten discites (Discites-Schichten). (Glaukonitkalk am Horstberge.) Kalke voll Encrinus liliiformis (Trochiten-Schichten).
		Glaukonitische Kalksteine mit Monotis Albertii, Encr.-Stielglieder. 6 m.	Lokal oolithische Kalke mit Encrinus, Placodus, Nothosaurus.
		Kalke mit Myoph. vulgaris, Gerv. costata, Hybodus, Gyrolepis. 8,7 m.	Thon mit Kalklagen, reich an Pecten discites, Lima striata, Gerv. socialis, Avic. Albertii, Myoph. ovata, Naut. bidorsatus.
Mittlerer M. K. (Anhydritgr.)	Mergelige Dolomite, versteinerungsleer.	Mergelige Dolomite und dolom. Mergel, 65 m, mit Ling. tenuissima, Gerv. socialis, costata Myoph. vulgaris, Acrodus, Hybodus, Gyrolepis.	Dolomitische Mergel und Dolomit ohne Versteinerungen.
Unterer M. K. (Wellenkalkgruppe).	Himmelwitzer Dolomit mit Diplopora cylindrica und silesiaca, Myoph. orbicularis.	Thonige Kalke mit Myoph. orbicularis. 8 m.	Reiner Wellenkalk mit Encrinus-Stielgliedern, Ter. vulgaris, Pect. discites, Gerv. socialis, Myt. eduliformis.
	Kalkstein von Mikultschütz mit Retz. trigonella, Spir. Mentzeli, Rhynch. decurtata, Rh. Mentzeli (Encr. liliiformis). Encriniten- und Terebratelschichten, Spir. hirsuta. Schaumkalkartige Schichten von Gorasdza. Blauer Sohlenstein mit Ter. angusta, Ter. vulgaris, Retz. trigonella. Am. Buchi.	Schaumkalk führende Abteilung. 80 m mit Encr. Carnalli, Encr. Brahli, Ter. vulgaris, Cid. grandaeva, Ostr. ostracina, Pect. discites und laevigat., Lima striata, Gerv. subglobosa und costata, Myoph. vulgaris, elegans, ovata, laevigata. Chemnitzia scalata, Turbo gregarius, Dent. torquat., Amm. Buchi, Amm. antecedens, Amm. dux.	Schaumkalk in mächtigen Bänken mit Myoph. cardissoides, Nucula Goldfussi, Myoph. ovata, Dental. laeve, Turbo gregarius.
	Kalk von Chorzow, Encr. gracilis, Gerv. socialis, Gerv. mytiloides, Nuc. Goldfussi, Pect. laevigatus, Naut. bidorsatus, Am. Strombecki, Hybodus, Saurichthys. Kavernöser Kalk, versteinerungsleer.	Unterer Wellenkalk. 80 m mit einigen an organ. Resten reichen Schichten, diese mit: Rhizocor. Jenense, Gerv. costata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Chemnitzia scalata, Amm. Buchi, Amm. Ottonis.	Unterer Wellenkalk mit Ter. vulgaris, Myophor. cardissoides, Amm. Strombecki.

deutschen Muschelkalkes.

Am südlichen Harzrande nach *Eck, Giebelhausen, v. Seebach, v. Fritsch.*	In Thüringen nach *Heinr. Credner, E. E. Schmid* und *Wagner.*	In Hessen nach *Moesta.*
Kalke mit Ceratites nodosus (Thonplatten). 30 bis 40 m mächtige, abwechselnde Thone und Kalke, durchweg mit Cer. nodosus, zu oberst mit viel Fischresten, Ling. tenuissima, Esth. minuta, darunter: Bank voll Ter. vulgaris u. Encr. liliif. Bänke voll Pect. discit. Bank mit Dent. laeve.	**Obere Thonplatten; Wechsellagernde Kalk-** und Mergelschichten mit Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus, Spirif. fragilis, Myoph. pes anseris. Bank mit Ter. cycloides.	Eisenschüssiger dolomitischer Kalk mit Myoph. elegans, riesigen Gerv. socialis, Fischresten. Kalke, reich an Gerv. socialis, Lima lineata, Pect. discites und laevigatus, Myoph. vulgaris, Ter. vulgaris. Kalke mit Cer. nodosus und semipartitus, Naut. bidorsat.
Trochitenkalk; wulstige und oolithische Kalke. 8 bis 9 m, voll Encr. liliiformis, Ter. vulgaris, Lima striata, Myt. eduliformis. Selten Retzia trigonella. Mit Hornstein.	**Untere Thonplatten;** Schichten mit Pecten discites, Schichten mit Gerv. socialis. **Trochitenkalk** (Striatakalk). Kalke mit Lima striata, Encr. liliiformis, Oolithische Kalke mit Hornstein.	Dünne, einförmige Kalke, ohne Verst. **Encrinitenkalk** mit Enc. liliif., Lima striata u. lineata.
Dunngeschichtete ebenflächige Kalksteine. Dolomitische Mergel u. Zellenkalke. Dichte bis feinkörnige zuckerartig gelblichgraue dolomitische Kalke. 40 bis 50 mm. Myophoria orbicularis, Fisch- u. Saurierreste.	Dolomitische Kalke und Kalkschiefer, zuweilen mit Einlagerungen von Anhydrit, Gyps, Steinsalz (Stotternheim, Erfurt).	Versteinerungsleere Schichtenreihe von Mergel, Dolomit, Zellenkalk, Gyps, Anhydrit.
Oberer Wellenkalk. Wellenkalk mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk. Encr. Carnalli. Wellenkalk. Schaumkalk mit Ter. vulg., Amm. dux, Terebr. angusta. Rhynch. decurtata, Spir. hirsuta, Spir. fragilis, Retzia trigonella, Encrinus Brahli. Wellenkalk. Schaumkalk mit Amm. antecedens, Amm. dux, Amm. Buchi, Myoconcha Goldfussi etc. Wellenkalk. Schaumkalk. Astarte triasina, Tellina edentula etc.	Orbicularisplatten mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk, 2—4 Bänke mit Myoph. ovata, laevigata, Gerv. costata. Wellenkalk. Terebratula-Bank mit Ter. vulgaris und Encrinus-Stielgliedern. Wellenkalk. Bank mit Terebratula Ecki.	**Schaumkalke** (5 m) mit Ter. vulgaris, Lima striata, Pect. laevigatus, Myoph. vulgaris, Myoph. orbicularis, Myoph. elegans, Turbonilla gregaria. Dunngeschichtete schieferige Kalksteine mit dünnen Zwischenlagen von Mergelthon.
Unterer Wellenkalk: einförmige Reihe v. Kalksteinen, teils wulstig, teils dünn und eben geschichtet, mit Lagen v. gelbem Ockerkalk, mit Bänken voll Dentalium torquatum und Natica gregaria.	**Unterer Wellenkalk.** Flaseriger Mergelkalk mit Lima lineata, Dentalien, Ophiuren. Ebene Kalkschiefer (Cölestinschichten b. Jena) mit Amm. Buchi.	**Typischer Wellenkalk** mit »Schlangenwulsten«. Gelbe Bitterkalkmergel mit Ling. tenuissima.

Fortsetzung der umstehenden Tabelle über

	Bei Meiningen nach *Frantzen*, *Proescholdt* und *Emmerich*.	Bei Würzburg nach *Sandberger*.	Am Südabfalle des Odenwaldes nach *Benecke*.
Oberer M. K. (Hauptmuschelkalk).	Harte Kalkbänke mit Fisch- und Saurierzähnen etc. Obere Thonplatten mit Cer. nodosus und semipartitus, Myophoria pes anseris. Bank der Terebrat. cycloides. Untere Thonplatten mit Cer. nodosus, Monotis Albertii etc. Trochitenkalke mit Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris, Lima striata. Oolithische und glaukonitische Kalke. Kalke mit Mytilus vetustus und hornsteinführende Kalke.	Kalk mit Trigonodus Sandbergeri 2 m mächtig, östlich von Würzburg. — Ostracodenthon, westlich von Würzburg. Wulstiger Kalk mit C. semipartitus. Kalkplatten mit C. nodosus. Kalkbänke mit C. nodosus und Pecten discites. Encrinitenbänke mit Spiriferina fragilis. Kalkbänke mit Pecten discites. Bänke mit Myoph. vulg. und Gerv. costata mit der Hauptencrinitenbank. Kalke und Mergelkalke mit Hornstein.	Dolomit mit Ter. vulgaris, Myoph. Goldfussi, Trigonodus Sandbergeri (Trigonodus-Dolomit), wechselnd mit Kalken voll Bairdien, Koprolithen, Fischschuppen (Bairdienkalke, Glaukonitkalke). Plattenkalke m. Cerat. nodosus, Cer. semipartitus, dazwischen schieferige Lagen voll Bairdien. Terebratel-Bank mit Ter. cycloides, Plattenkalksteine. Crinoiden-Bank mit Spir. fragilis, Encr. liliif. u. Cer. nodosus. Crinoidenkalke m. Encr. liliif., wechselnd mit Plattenkalken und Schieferthonen mit Myoph. vulgaris und Corbula dubia, oben Platten mit Pecten discites, Monotis Alberti. Gelbe Kalke und feinoolithische Bänke.
Mittlerer M. M. (Anhydritgruppe).	Harte Plattenkalke, gelbe und graue dolomitische Mergel, Zellenkalke. Gelbe Kalke.	Zellendolomit, lokal. Thon-, Salz- und Gypsbildungen.	Mergel, bituminöse Kalke u. Hornstein. Zellendolomite, Gyps- und Steinsalz, sämtlich oft sehr schwach entwickelt.
Unterer M. K. Wellenkalkgruppe).	Orbicularis-Platten mit Myoph. orbicularis. Schaumkalkzone mit Encr. Carnalli, Gerv. socialis, Myoph. vulgaris und orbicularis, Nucula Goldfussi 7 m. Oberer Wellenkalk, 17 m. Terebratula-Bänke mit Ter. vulgaris, 5 m. Spririfer. fragilis, Encriniten, Pecten discites. Wellenkalk. 6—7 m. Spiriferenbank mit Spirifer fragilis, Hinnites comptus, 0,3 m. Wellenkalk. 20 m. Oolithbank mit Myoph. elegans, Terebratula. Wellenkalk, 7,5 m. Bank mit Terebratula Ecki. Wellenkalk mit Encriniten-, Gervillien- und Dentalienbänken. 35 m.	Mergel mit Myoph. orbicularis, 8 m; »Sackbank«, 0,3 m, u. gelbe Mergel, 1 m. Schaumkalk, 2 Bänke mit Myoph. laevigata, Gerv. costata, socialis, Pect. discites, Dent. torquatum, 6,40 m. Wellenkalk, 7 m. Spiriferina hirsuta-Bank, 0,39 m. Wellenkalk, 16 m. Spiriferina-Bank, Spirif. fragilis. Wellenkalk, 1 m. Terebratelbank, 0,56 m. Ter. vulg., Ter. angusta, Spir. hirsuta. Wellenkalk, } 35 m. Oolith. } Wellenkalk. } Dentalienbank mit Dent. torquatum, Natica gregaria. Amm. Buchi, Amm. Strombecki, 0,66 m. Wellenkalk, wulstige u. kryst. Kalke mit Lima lineata, 17 m. Unicardium anceps. Myoph. cardissoides, 17 m. Wellendolomit mit Ling. tenuissima, Estherien- und Saurierknochen. 4 m. (Von Frantzen zum Röt gestellt.)	Bituminöse Mergel mit Myoph. orbicularis, Gerv. socialis, Bank m. Bairdien. Crinoidenbänkchen. } Schaumkalk in 2 Bänken. } Typischer Wellenkalk. } Harter Kalk mit Spirif. hirsuta und Spirif. fragilis. } Wulstige, teils mehr dolomitische teils mehr kalkige Bänke, worin Crinoideen- und Limabänke, Lima lineata, Amm. Buchi führend. Dolomite und Mergel, erstere mit Nothosaurus (Wellendolomit).

ie Gliederung des deutschen Muschelkalkes.

In Württemberg nach *v. Alberti* u. *Eck.*	Am südöstlichen Schwarzwalde nach *Schalch.*	In Elsass-Lothringen nach *Benecke* (und *Schumacher*).	Bei Saarbrücken, Diekirch u. im Kanton Redingen nach *Weiß.*
olomite mit Hornsteinnollen, Stylolithen, Ostr. pondyloides, Cerat. semipartitus, Gerv. socialis, Trigonodus Sandbergeri. hone u. Kalkplatten mit Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus. alkbanke mit Pecten discites, Lima striata, Cer. nodosus, Spirif. fragilis, Terebr. vulg., Encrinus-Stielglieder. haumkalk. Oolithe und Trochitenkalke. alke mit Pemphix Sueuri. rochitenkalke.	Oberer gelblicher bis rötl. Dolomit, sehr reich an Pect. discites, laevigatus, Myoph. vulgaris, elegans, Goldfussi, rotunda, Trigonodus Sandbergeri, Ter. vulg., Natica pulla, Nautilus bidorsatus, 9 m. Obere Plattenkalke, ohne Versteinerungen, 7 m. Rogensteine (Oolithe) voll Steinkernen von Pect. discites, laevigatus, Lima striata, Gerv. socialis, Myoph. vulg., simplex, Ter. vulgaris, 3,6—7,25 m. Plattenkalke, 16 m: oben mit Cer. nodosus, unten mit Pemphix Sueuri, Pecten discites. Kalke mit Encrinitenbänken voll Encr. liliiformis, 8 m.	Dolomitische Stufe. Dolomite mit Fischresten, Trigonodus, Myophoria laevigata, Lingula tenuissima. Nodosenkalk zu oberst m. Cer. semipartitus, Terebratelbänken und Bänken von Ostr. ostracina. Trochitenkalk.	Nodosenkalk, blauer Plattenkalk und Thonlagen mit Cer. nodosus, Gerv. socialis, Lima striata, Pect. laevigatus. (Bei Diekirch aus Sandstein u. Kalkstein, im Kanton Redingen aus Konglomerat u. Kalkstein bestehend.) Trochitenkalk, massiger, oft oolithischer und glaukonitischer, zu oberst dünnschichtiger Kalk voll Encrin. liliiformis.
ellendolomit und Kalk mit Chalcedonnieren. Thone, Anhydrit, Gyps und Salz.	Dolomitische Mergel und bituminöse Dolomite, zu oberst mit Hornstein u. Chalcedon. Bituminöse Zellenkalke mit Chalcedonknauern, lokal ersetzt durch Gyps u. Letten, 40 m.	Dolomitische Mergel, zellige Kalke und Dolomite mit Hornsteinkonkretionen, Saurierresten, Fischschuppen, Myac. compressus, Corbicula n. n. Bunte Mergel mit Schnüren von Gyps und Sandsteinbänkchen m. häufigen Steinsalzpseudomorphosen.	Weiße Kalkmergel m. Ling. tenuissima. Thonig-mergel. Zone, zellige, dolomitische Mergel, Gypseinlagerungen. (Im Kanton Redingen der mittl. Musch. durch rote Sandst. u. Konglomerate vertreten.)
Mergel und Kalksteine mit Myoph. orbicularis etc. Mergelschiefer, Kalksteine u. Dolomite mit Discina discoides, Lima lin., Nautilus bidorsatus. Dolomitbank mit Terebr. vulgaris, Terebr. angusta. (Amm. antecedens.) Schwarzer Schieferthon, graue Mergelschiefer mit Dolomitbänken. Ling. tenuiss., Myoph. cardiss., Naut. bidorsat., Cerat. antecedens. In der Mitte Schichten mit Gerv. soc. oder Lima lin., oder Unicardium anceps; unten eine Schicht mit Amm. Buchi. Ichthyosaurus atavus. Schicht mit Terebratula Ecki. Mergelschiefer und Dolomit. Myoph. cardiss., Lima radiata, Lingula tenuiss. Dolomit mit Myoph. vulg., Disc. discoides, Ling. tenuiss. Kupferlasur u. Malachit auf den Klüften. (Amm. Strombecki.)	Bituminose Wellenmergel mit Myoph. orbicularis, 10 m. Abwechselnde Kalke u. Mergelschiefer m. Lima lineata, Ling. tenuissima, Pect. discites, 8,25 m. Spiriferina-Bank, voll von Spirif. fragilis und hirsuta, Cidar. grandaeva, Lim. striata, 0,07—0,11 m. Schichtengruppe von Kalk- u. Mergelschiefer mit Corbula gregaria, Gerv. subglobosa, Pect. discites, 10 m. Schichten mit Amm. Buchi, außerdem m. Gerv. socialis, Gerv. mytiloides, Myoph. cardissoides, Natica gregaria, Naut. bidorsatus, 14,50 m. Bleiglanz oder Dentalienbank. bleiglanzführende Dolomite oder Kalke m. Dent. laeve; Terebratula vulgaris, Amm. Strombecki, Myoph. elegans, Cidar. grandaeva, 0,25 m. Wellendolomit, mit Lingula tenuissima, Myoph. vulgaris, Estheria minuta, 5 m.	Bituminöse Mergel, Dolomite und Sandsteine mit Myoph. orbicularis. Crinoidenschichten (Schaumkalk u. Wellenkalk). Pentacrinusbank. Wellenmergel. Gervillien- u. Myacitesbänke. Ob. Terebratelbänke, Ter. vulg. mit Spiriferina. Gelbliche Muschelsandsteine, Dolomite u. Kalksteine mit Myoph. vulgaris, Myoph. laevigata, Gerv. socialis, Pect. discites, Lima striata, Amm. Buchii, Amm. Strombecki. Trochitenbänkchen.	Dolomitische Zone m. Myoph. orbicularis. (Bei Diekirch an der oberen Sauer durch rote sandig-thonige Schichten vertreten.) Muschelsandstein mit Ter. vulgaris, Encr. liliiformis, Lima striata, L. lineata, Pect. laevigatus, Amm. Buchi, Nat. gregaria, Gervillien u. Myophorien, Rhizocorallium Jenense. (Bei Diekirch an der oberen Sauer durch bunte Sandsteine und Schiefer, im Kanton Redingen der ganze untere Muschelkalk durch rote Sandsteine und Konglomerate vertreten.)

erzführenden Horizont desselben in Sohlenstein, erzführenden Dolomit und Dachkalkstein (Kalkstein von Opatowitz) gegliedert und überhaupt als eine ganz eigentümliche Fazies der Muschelkalkformation aufgefasst. Später zeigte jedoch Eck, dass im ganzen eine wesentliche Übereinstimmung der oberschlesischen Muschelkalkformation mit derjenigen des westlichen Deutschlands besteht. (Siehe Äquivalenztabelle.) In paläontologischer Beziehung sind ihnen nicht nur die meisten Versteinerungen gemeinsam, sondern es ist auch die vertikale Verbreitung dieser Formen durch die einzelnen Etagen des Muschelkalkes fast durchgängig dieselbe. Hervorzuheben ist nur das Vorkommen einer Anzahl von Spezies aus der später zu besprechenden alpinen Trias. Hierher gehören Encrinus gracilis Buch, Thamnastraea silesiaca Beyr., Rhynchonella decurtata Gir., Rhynchonella Mentzeli Buch sp., Terebratula angusta Schloth., Spiriferina Mentzeli Dunk., Retzia trigonella Schloth., Diplopora cylindrica und silesiaca Gümb., welche in Oberschlesien nur im unteren Muschelkalk vorkommen, und von welchen die drei ersteren vereinzelt auch im übrigen unteren deutschen Muschelkalk, Terebratula angusta und Retzia trigonella im Wellenkalk und Trochitenkalk, Spiriferina Mentzeli im koburger Trochitenkalke, keine der genannten Arten zusammen mit Ceratites nodosus gefunden wurden. In petrographischer Beziehung weicht besonders der untere Muschelkalk Oberschlesiens von der typischen Entwickelung im westlichen Deutschland ab, indem er unten hauptsächlich aus einem Wechsel von Wellenkalk und dickbankigen Kalksteinen, oben entweder aus mächtigen Dolomitablagerungen oder aus dickbankigem, teils porösem, teils dichtem Kalkstein besteht. Zugleich hat die Mächtigkeit dieser unteren Gruppe auf Kosten der mittleren und oberen Abteilung außerordentlich zugenommen, indem sie 170 m, die der beiden anderen aber nur 20 und 10 m beträgt.

3. Der Keuper.

Der Keuper, der oberste der triadischen Schichtenkomplexe, besteht hauptsächlich aus bunten Letten und Mergeln von vorwaltend roter, aber neben dieser auch grüner, gelber, grauer, brauner und bläulicher Färbung, die entweder lagenweise scharf mit einander abwechseln, oder Flammen, Streifen und Flecken im Grunde der anderen bilden. Zu diesen Letten und Mergeln gesellen sich bunte Thone, sowie Gyps, Anhydrit, lokal Salzthon und Steinsalz. Der Gyps tritt im Keuper nicht nur in Form unregelmäßiger Stöcke und Lager, sowie dünngeschichteter Flötze, sondern auch und zwar sehr häufig in Trümern, Adern und Schmitzen mit den Mergeln netzartig verflochten auf. Sandsteine, meist feinkörnig und grau, grünlich, rötlich oder weiß gefärbt, nehmen einen bedeutenden Anteil an

der Zusammensetzung der Keuperformation und zwar namentlich deren unterster und oberster Etage. Endlich erscheinen auch dolomitische Kalksteine und Dolomite, meist fein krystallinisch oder dicht, selten kavernös und porös, reich an organischen Resten in einzelnen Bänken oder Komplexen von unbedeutender Mächtigkeit. Als sehr untergeordnete Glieder des Keupers sind schließlich noch schwarze, zum Teil von Pflanzenresten angefüllte Kohlenletten und unreine, thonige Kohlen (Lettenkohle) anzuführen. Bei Siwierz in Polen werden zwei 30 bis 50 Zoll mächtige Flötze und ein 80 Zoll mächtiges Flötz von Keuperkohlen mit Vorteil abgebaut. In Thüringen kommt Lettenkohle namentlich bei Mattstedt unweit Weimar, bei Tenustädt, Mühlhausen, Sonneborn, Arnstadt, in Franken z. B. bei Kissingen und Würzburg vor.

Paläontologischer Charakter. Sind auch die Gattungen Equisetum (vertreten durch E. arenaceum Brongn.), Schizoneura mit Sch. Lehmanniana Göpp. sp., — Danaeopsis mit D. marantacea Presl sp., — Lepidopteris mit L. Stuttgartiensis Brongn. sp., — Clathropteris mit Cl. Münsteriana Schenk, — noch höchst charakteristisch für den Keuper, so fangen doch die Equisetaceen und Farne bereits an, etwas in den Hintergrund zu treten, während sich die Cycadeen auf deren Kosten

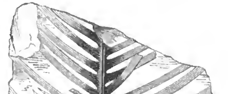


Fig. 334. Pterophyllum Braunianum Göpp. Nach *F. Römer*.

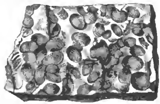


Fig. 335. Estheria minuta Alb. Nach *F. Römer*.

zu entfalten beginnen. Pterophyllum Jaegeri Brongn., Pterophyllum longifolium Brongn., Pterophyllum Braunianum Göpp. (Fig. 334) sind ihre verbreitetsten Angehörigen, während in den Gattungen Zamites, Pterozamites, Otozamites ganz neue Cycadeentypen erscheinen. Neben ihnen spielen auch Coniferen eine nicht unbedeutende Rolle; ihr hauptsächlichster Vertreter ist Glyptolepis Keuperiana. Zu ihnen gesellen sich die neuen Gattungen Palissya, Thuites, Palaeoxyris.

Die Fauna des Keupers ist eine ärmliche. Diejenige seiner unteren Schichten (der Lettenkohlengruppe) kann als eine verarmte Muschelkalk-

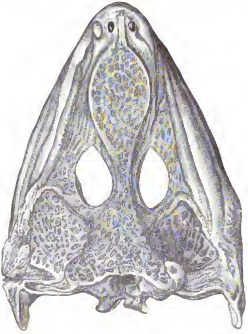


Fig. 336.



Fig. 337.

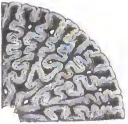


Fig. 338.

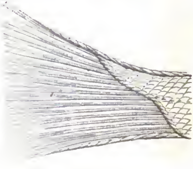


Fig. 339.

Fig. 336. Schädel von Mastodonsaurus Jaegeri Holt. — Fig. 337. Zahn von Mastodonsaurus. — Fig. 338. Teil des Querschnittes eines Zahnes von Mastodonsaurus, die gekrösartig gewundene Zahnsubstanz zeigend. — Fig. 339. Schwanz von Semionotus Bergeri Ag., eines der letzten heterocerkalen Ganoiden mit nur noch geringer Unsymmetrie der Schwanzflosse.

fauna bezeichnet werden. Eine größere Anzahl Conchylien gehen aus der letzteren in jene hinauf, so Gervillia socialis und costata, Myophoria

vulgaris u. s. w.; Gervillia subcostata und Myophoria Goldfussi, in Süddeutschland schon im Muschelkalk vertreten, erreichen hier ihre Hauptentwickelung; andere, wie Myophoria transversa Born., Struckmanni Stromb., Anoplophora lettica Qu. treten neu hinzu. Corbula Keuperiana und Myophoria Raibliana, eine mit der alpinen Keuperfauna gemeinsame Form, spielen in einer weit verbreiteten Schicht des mittleren Keupers eine nicht unwichtige Rolle. Von den Conchylien des oberen Keupers sind Avicula contorta, Taeniodon Ewaldi, Protocardia rhaetica verbreitet, einige zeigen nahe Verwandtschaft mit älteren Formen, wie Myophoria postera mit Myophoria elegans, andere mit jüngeren, wie Lima praecursor mit Lima gigantea. Bewohner tieferen Wassers wie Cephalopoden fehlen ganz (nur im thüringischen Grenzdolomit wurde 1 Exemplar von Ceratites Schmidi Zimmerm. gefunden), Brachiopoden sind nur lokal durch ganz vereinzelte Exemplare von Terebratula vulgaris vertreten. Sehr häufig sind Estheria minuta (Fig. 335) und Lingula tenuissima. Zahlreich vertreten sind Fisch-, Labyrinthodonten- und Saurierreste, von welchen Schuppen, Zähne, Knochen und Koprolithen einzelne Lagen ganz erfüllen können. Die Fische sind besonders vertreten durch Arten der Gattungen Hybodus, Acrodus, Saurichthys. Hervorzuheben ist Semionotus Bergeri Ag. (Fig. 339), dessen ausgezeichnet erhaltene Abdrücke aus dem Keupersandstein von Koburg und anderen Orten erkennen lassen, dass zwar die Asymmetrie des Schwanzes dieses Ganoiden allerdings noch vorhanden, aber bei weitem nicht so stark entwickelt ist, wie bei den heterocerkalen Ganoiden der paläozoischen Periode. Ein anderer Fisch, Ceratodus (Fig. 340 *b*), dessen flache, fächerförmig gefaltete und am Rande tief ausgezackte Zähne namentlich in der Lettenkohlengruppe Württembergs und Thüringens häufig sind, hat neuerdings deshalb



Fig. 340. *a* Unterkiefer des lebenden Ceratodus aus Australien. — *b* Unterkiefer von Ceratodus Kaupi aus der Lettenkohlengruppe von Stuttgart.

besonderes Interesse auf sich gezogen, weil man nahe Verwandte dieses bis jetzt für ausschließlich mesozoisch gehaltenen Dipnoier-Genus sowohl in Ablagerungen der paläozoischen Periode (S. 488), als auch und zwar noch lebend in Australien gefunden hat (Fig. 340 *a*).

Von Labyrinthodonten sind Mastodonsaurus giganteus Jäg. (Fig. 336) und Metopias diagnosticus v. Meyer aus dem Keuper Schwabens wegen ihrer Riesengröße und prachtvollen Erhaltung besonders bemerkenswert*). Ihre gewaltigen, längsgerieften Zähne zeigen, im Dünnschliffe unter dem Mikroskope betrachtet, zahlreiche, ungefähr radial verlaufende, wellig gewundene Linien, welche die gekrösartige Struktur der Zahnsubstanz verraten (Fig. 338). Von Reptilien ist Nothosaurus nicht selten. Dem Stubensandsteine des mittleren Keupers von Stuttgart wurden eine Gruppe von 24 Individuen eines in manchen Beziehungen rhynchocephalenartigen Sauriers, Aëtosaurus ferratus Fraas**), sowie zahlreiche Reste von Belodon Kapffi v. M. (Fig. 341), eines gavialähnlichen Kroko-

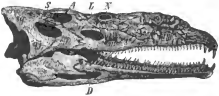


Fig. 341. Belodon Kapffi. v. Mey.
A = Augenhöhle, — D = Durchbruch im Unterkiefer, — N = Nasenloch, — S = Schläfenloch, — L = Präorbitalloch.

diliers, — ferner dem oberen Keupersandstein die älteste Schildkröte (Proganochelys Baur = Psammochelys Quenst.) entnommen.

Aus dem obersten Keuper (Bonebed) von Württemberg stammen seltene kleine zweiwurzelige Zähne, welche Beuteltieren zugeschrieben werden, die man Microlestes antiquus Plien und Triglyphus Fraas genannt hat. In ihnen treten uns die Reste der ältesten die Erde bewohnenden Säugetiere entgegen. Auch in dieser Klasse eröffnen somit die unvollkommensten Vertreter den Reigen, der in der Mannigfaltigkeit der Jetztwelt gipfeln sollte.

Gliederung des Keupers. Wie der Muschelkalk lässt sich auch die Keuperformation gewöhnlich auf eine ganz natürliche Weise in drei Stufen gliedern, welche freilich in ihren verschiedenen Bildungsräumen in einer sehr wechselnden Mächtigkeit und nicht immer mit demselben petrographischen Eigentümlichkeiten entwickelt sind:

a) Unterer Keuper; Lettenkohlengruppe; Kohlenkeuper. Dieser Komplex erreicht etwa 70 m Mächtigkeit, schließt sich eng an den Muschelkalk an und besteht aus grauen Sandsteinen (dem Lettenkohlen- oder Hauptsandstein), dunkelen Letten und Schieferthonen mit zahlreichen

*) E. Fraas. Die Labyrinthodonten der schwäb. Trias. Stuttgart 1889.
**) O. Fraas. Aetosaurus ferratus Fr. Stuttgart 1877.

Pflanzenresten, aus Mergelschiefern (zum Teil voll von kleinen Schalenkrebsen, dann Bairdien- oder Estherienschichten genannt) und dolomitischen Kalksteinen, zwischen welchen in Thüringen, Franken, Schwaben und in der Gegend von Basel schmale Flötze von thoniger, unreiner, nur selten abbauwürdiger Kohle (Lettenkohle) eingeschaltet sind. Araucarioxylon thuringicum Bornem., Widdringtonites Keuperianus Heer, Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Pterophyllum longifolium, Glyptolepis Keuperiana sind für diese Gruppe besonders bezeichnend. In Thüringen, Franken und Schwaben beginnt die Gruppe des Kohlenkeupers mit den höchst charakteristischen, mineralogisch gewöhnlich durch ihren Glaukonitgehalt ausgezeichneten Bairdien-Schichten, das mittlere Niveau wird durch den Lettenkohlensandstein eingenommen, seinen Abschluss und einen scharf bezeichneten oberen Horizont findet der untere Keuper in einigen Bänken eines dichten oder feinkörnigen Dolomites, welcher namentlich Myophoria Goldfussi, daneben Gervillia socialis u. a. führt und als Grenzdolomit bezeichnet wird. Abgesehen von Überresten von Fischen und Sauriern, welche z. B. bei Tübingen und Heilbronn und an verschiedenen Punkten Thüringens eine förmliche Knochenbreccie bilden, und von Zähnen des Ceratodus haben sich in der Lettenkohlengruppe wohlerhaltene Skeletteile, so der Schädel von Mastodonsaurus Jaegeri gefunden.

b) Mittlerer Keuper, bunte Keupermergel, Gypskeuper. Die Mächtigkeit dieser höchst charakteristischen, grellfarbigen und buntscheckigen Mergelgruppe schwankt zwischen 100 und 300 m. In ihrem unteren Niveau umfassen die bunten Mergel Einlagerungen von Gypsen und Thonen, in Lothringen Steinsalz (bei Dieuze 13 Salzlager mit 50 m Gesamtmächtigkeit). Die Mergel sind, abgesehen von Labyrinthodonten-Knochen, Zähnen und Koprolithen, aller organischen Reste bar und setzen in Thüringen und am Harz fast ausschließlich den mittleren Keuper zusammen. Nur eine ihren unteren Schichten eingelagerte wenig mächtige Dolomitbank mit Bleiglanz und Schwerspat (die Corbulabank), welche nördlich vom Harz, in Thüringen, Franken und Schwaben verbreitet ist, zeichnet sich durch häufigeres Vorkommen von Corbula Keuperiana aus, neben welcher seltener Myophoria Raibliana gefunden wird. In Süddeutschland wechsellagern die bunten Mergel dieser mittleren Keupergruppe mit 3 bis 8 m mächtigen Sandsteinschichten und Dolomitbänken. Erstere sind als Schilfsandstein und als der etwas höher liegende Stubensandstein bekannt; jener führt Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Lepidopteris Stuttgartiensis, Pterophyllum Jaegeri, sowie Labyrinthodonten- und Fischreste; letzterer den bei Koburg, Römhild u. a. O. in ausgezeichneter Erhaltung gefundenen Ganoidfisch Semionotus Bergeri und die aus der Gegend von Stuttgart stammenden Saurier Aëtosaurus ferratus Fraas und Belodon Kapffi v. Meyer.

c) Oberer Keuper, das Rhät. Zone der Avicula contorta. Schichtenkomplex von vorwaltenden hellen, feinkörnigen Sandsteinen, welche von grauen, sandigen Schieferthonen überdeckt werden und die Reste von zahlreichen Gefäßkryptogamen und einigen zwanzig Gymnospermen umschließen. Sie finden sich namentlich im Rhät von der Theta bei Bayreuth und von Veitlahn bei Culmbach, wo sie durch ihre Häufigkeit zur Bildung schwacher Kohlenflötze beitragen. Die wichtigsten hierher gehörigen Formen sind: Equisetum Lehmannianum, Equisetum Münsteri, Lepidopteris Ottonis, Zamites distans, Pterophyllum Braunianum, Pterophyllum Münsteri, Thaumatopteris Münsteri. Diese rhätische Flora ist zwar der des übrigen Keupers nahe verwandt, jedoch erscheinen ihre wichtigsten und charakteristischen Vertreter zuerst im Rhät selbst und gehen zum Teil in die Juraformation über. Man hat deshalb auch wohl die rhätische Gruppe als Infralias zum Lias, also zum untersten Jura gezogen oder dieselbe als eine Zwischenbildung zwischen dieser Formation und dem Keuper bezeichnet (siehe jedoch Seite 356).


Fig. 342. Avicula contorta Port.

Die Schichtungsflächen des rhätischen Sandsteines und des ihn überlagernden Schieferthones werden nicht selten von (Taeniodon) Protocardia Ewaldi Born., Anodonta postera Fraas, Protocardia Rhaetica Mer., Avicula contorta Port. Fig. 342), Estheria minuta Alb. in dichtem Gedränge bedeckt. Der oberen Etage dieses Sandstein- und Schieferthonkomplexes gehören einige dünne Lagen an, welche bei einer Mächtigkeit von nur einem oder wenigen Zollen oft dermaßen mit Zähnen und Knochen von Fischen und Sauriern angefüllt sind, dass sie eine förmliche Knochenbreccie bilden und Bonebed genannt werden. Die häufigsten Fischzähne dieser Schichten gehören Hybodus minor, Acrodus minimus und Saurichthys acuminatus, die Reptilienreste den Gattungen Nothosaurus, Termatosaurus an, welche den liasischen Plesiosauren schon nahe verwandt sind. Aus dem Bonebed und zwar aus der Nähe von Stuttgart stammen auch die bereits erwähnten Beuteltierzähne (Microlestes antiquus). Die obere Stufe des Keupers wird wegen ihres Reichtumes an der allgemein verbreiteten Avicula contorta Port. als Stufe der Avic. contorta bezeichnet.

Im südlichsten Teile von **Schweden**, in Schonen, tritt namentlich in der Gegend von Högenäs und Helsingborg ein lokal Pflanzen und Kohlen führendes rhätisches Schichtensystem auf, welches aus einer 240 m mächtigen Gruppe von Sandsteinen und Schieferthonen besteht, denen vier Steinkohlenflötzchen, sowie einige Sphärosiderit-Horizonte eingeschaltet sind. Außer Mytilus, Pecten, Taeniodon, Ostrea, Avicula, Protocardia und

Gliederung des Keupers.

	In Oberschlesien und Polen nach *Frd. Römer.*	Am südlichen Rande des Harzes nach *von Seebach* und *Eck.*	In Thüringen nach *Heinr. Credner, E. E. Schmid u. Tegetmeyer.*	In Nordfranken nach *Sandberger, Nies, Thürach* und *Proescholdt.*	In Württemberg nach *Alberti* u. A.	In Elsass-Lothringen nach *Benecke.*
Rhätische Gruppe, oberer Keuper.	Hellewalder Estheriensehichten mit Estheria minuta. Wilmsdorfer Schichten mit pflanzenführenden Sphärosideriten (Pteroph. Branianum, Lepidopteris Ottonis, Equis. Lehmanianum).	Fehlt.	Thonmergel und sandig-thonige Schichten mit Protocardia rhaetica. Prot. Ewaldi, Avicula contorta, Modiola minima. Quarzsandst. mit »Anodonta« postera und Prot. Ewaldi.	In den Hassbergen: Sandsteine mit Lepidopteris Ottonis, Equis. Münsteri, Anomozamites laevis. Am Großen Gleichberg: Sandsteine m. Avic. contorta. Card. cloacinum, Protoc. rhaetica. Bonebed.	Schwache Thonlagen und gelber Sandstein, bis 10 m mächtig, mit Bleiglanzeinsprenglingen, Avicula contorta, Anodonta postera, Gerv. praecursor, Protocardia rhaetica, sowie mit Bonebed, dies a. B. mit Microlestes, Hybodus, Ceratodus.	Fetter, tiefroter Thon. Sandsteine u. schwarze, magere Thone m. Kohlenschmitzchen, Avic. contorta, Gerv. praecursor, Fischzähne.
Mittlerer Keuper.	Eigentlicher Keuper, bunte Thone, welchen die Kalksteine von Woischnik, die Breccien von Lissau, die Kohlen von Blanowice, die Eisensteine von Poremba (z. T. mit Saurichthys, Termatosaurus) zwischengelagert sind.	Rote und grüne Mergel. Gyps, Bänke mit Corbula Keuperiana, Myoph. Raibliana in den unteren Schichten und dolomit. Steinmergel mit Anoploph. u. Fischresten.	Bunte dolomit. Mergel, worin Semionotussandstein, Steinmergel m. Turbonilla Theodori. Äquivalente des Schilfsandsteines. Gypsführende bunte Mergel, darin Bänke mit Corbula Keup. und Myoph. Raibliana.	Zanclodonschichten. Rote Thone m. Sandsteinbänkchen. Stubensandstein. Arkosensande. Rote Thone m. Arkosen, Dolomiten, Sandst. Rote Thone u. Mergel m. schwachen Sandsteinbänkchen. Semionotussandstein. Rote Thone mit einzelnen Sandsteinbänken. Bunte, vorherrschend graue Mergel m. Gyps u. Gypsresiduen. Gypsfreie, meist rote Mergel mit Sandsteinlagen (Blasen- u. Plattensandst.) Lehrberger Schicht m. Turb. Theodori u. Anopl. Münsteri. Bunte, meist gypsfreie Mergel. Schilfsandstein, reich an Pflanzen. Vorherrschend dunkle Mergel m. Gyps-, Dolomit- u. Sandsteinbänken m. Estherien. Thonquarzit (Corbulabank). Rote Thone mit Steinmergelbank. Bunte, meist graue Letten u. Thone m. Gyps, Steinmergelbänken, m. Myoph. Raibliana (Bleiglanzbank).	Rote Knollenmergel m. Zanclodon, 15—20 m, mit Brandschieferlagen. Weiße, grobkörnige Sandsteine (Stubensandstein) mit Semionotus, Belodon. Bunte Mergel mit Dolomitlagen. Kieselsandstein mit Pseudomorphosen nach Steinsalz; Dolomitbank mit Turb. Theodori. Bunte Mergel (Gyps). Grüne, rotfleckige Bausandsteine (Stuttgarter Werksandsteine, Schilfsandstein) mit Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lep. Stuttgartiensis, Danaeopsis marantacea. Bunte Mergel (dunkelfarbiger). Gyps und Steinmergel, mit der Corbulabank.	Obere bunte Mergel mit dem Hauptsteinmergel, dem oberen Steinmergel. Rote Letten mit Gyps (10 m). Hauptsteinmergel (Horizont Beaumonts). Sandstein (Schilfsandstein) lokal mit Kohlen, Cal. arenaceus, Pteroph. Jaegeri, Voltzien. Untere bunte (meist rote) Mergel mit Gyps und Steinsalz (z. B. bei Dieuze), häufige Steinsalzpseudomorphosen.
Unterer Keuper oder Lettenkohlengruppe.	Lettenkohlengruppe von Groß-Strehlitz, Tarnowitz u. a. O. Graue und rote Thone mit braunem Dolomit und grünlichem Sandstein.	Grenzdolomit m. Myophor. Goldfussi. Rote und grüne Mergel mit Dolomiten, diese mit Equisetum, Acrodus, Myacites. Graue Thone m. Sandsteinen u. grauem Kalkstein. Lettenkohlensandstein, grauer, glimmerreicher Sandstein, mit viel Pflanzenresten und einem Lettenkohlenflötzchen. Blaugraue Thone m. Schichten v. gelblichem Zellendolomit.	Grenzdolomit m. Myoph. Goldfussi. Bunte Mergel. Lettenkohlensandst. m. Equisetum arenaceum, Fischen, Sauriern, zuweilen mit Kohlenflötz. Dolomit. Graue Schieferletten mit Equiseten u. Farnen, m. Lettenkohlenflötzen. Dolomite u. Mergel m. Lingula tenuissima.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi. Bunte Schieferletten mit Dolomit. Hauptsandstein mit Equ. arenaceum, zuweilen Kohlenflötzen. Dolomitbänke. Cardinienschichten (Anoplophorasandst.), Sandst., Letten, Dolomite, auch Flötze v. Kohle. Schieferletten und Dolomite m. Ling. tenuissima, Myoph. Goldfussi, Bairdia.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi, transversa. (Lokal Gyps.) Gelbe dol. Kalksteine u. graue Schieferthone. Estheria minuta, Ling. tenuiss., Myoph. Goldf., Ceratodus. (Hohenecker Kalkstein.) Lokal ein Lettenkohlenflötz. Lettenkohlensandstein mit Eq. arenaceum. Danaeops. marantacea, Fisch- u. Saurierresten. Gelbe dol. Kalke und graue Schieferthone. Ling. tenuiss. Esth. minuta.	Grenzdolomit. Myoph. Goldfussi, Nothosaurus, Mastodonsaurus. Bunte Mergel und blaue oder schwarze Thone mit Pflanzenresten.

Cardinia führen gewisse Schichten Equisetum, Gutbiera, Sagenopteris, Dictyophyllum, Nilsonia, Podozamites, Palissya, Schizolepis u. a.*)

Über die speziellere Gliederung des Keupers giebt folgende Tabelle einen Überblick (s. S. 541).

Verbreitung der Trias in Deutschland. Die oben beschriebene Fazies der Trias ist eine fast ausschließlich deutsche Formation, nur bei Basel und am Westabfalle der Vogesen, sowie in Oberschlesien überschreiten ihre äußersten Ausläufer die Grenzen Deutschlands um etwas. Innerhalb dieser letzteren kann man vier größere, zum Teil sehr ausgedehnte, triadische Territorien unterscheiden: das norddeutsche, das fränkisch-schwäbische, das von Elsass und Lothringen und das oberschlesische. So gehören denn die Flussgebiete der Werra, Fulda und Leine, der Unstrut und der Saale, des Mains und des Neckars zum größten Teile dem Gebiete der Trias an. In Norddeutschland nehmen triadische Gebilde die ganze weite Fläche zwischen Thüringer Wald und Harz ein, so dass Weimar, Jena, Erfurt, Gotha und Mühlhausen auf triadischem Boden gebaut sind. Von Thüringen aus dehnt sie sich in nordwestlicher Richtung über die Weser, über Pyrmont bis in die Gegend von Osnabrück und Ibbenbühren aus, umgürtet, wenn auch zum Teil von Jura, Kreide und Diluvium überlagert, den westlichen, nördlichen und östlichen Abfall des Harzgebirges und bildet zahlreiche Erhebungen und Rücken in dem Hügellande von Hannover und Braunschweig, sowie in demjenigen zwischen Eisleben und Magdeburg, und tritt endlich in Gestalt kleiner isolierter Inseln bei Lüneburg, Altmersleben bei Calbe und bei Rüdersdorf (unweit Berlin) aus dem Diluvium der norddeutschen Tiefebene und auf Helgoland aus der Nordsee hervor. Erbohrt wurde ferner Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Dahme, Hänchen und Stade, Muschelkalk in dem von Hänchen, Keuper in dem Bohrloch bei Cottbus, sowie in solchen bei Bromberg.

Ein noch bedeutenderes Terrain nimmt die Trias in Süddeutschland ein und bildet, im allgemeinen betrachtet, eine weite, flache Mulde, welche nordöstlich vom Fichtelgebirge und Thüringer Walde, westlich vom Sauerlande, dem Taunus, den Graniten und Gneißen des Schwarzwaldes und dem Rheinthale begrenzt und nach Süden und Osten zu von den jurassischen Gebilden der Rauhen Alb und der fränkischen Schweiz gleichförmig überlagert wird. Die Städte Bamberg, Würzburg, Heidelberg, Heilbronn, Stuttgart, Ansbach, Nürnberg und Erlangen liegen im Gebiete der süddeutschen Trias.

---

*) Ed. Erdmann. Descript. de la formation carbonif. de la Scanie. Stockholm 1873. — A. G. Nathorst. Beiträge zur fossilen Flora Schwedens. Rhätische Pflanzen von Palsjo. Stuttgart 1878; — Floran vid Bjuf, Stockholm 1878; — Floran vid Höganäs och Helsingborg. Stockholm 1877. — B. Lundgren. Faunan i den Stenkolsf. Format. i nordvest. Skane. Lund 1878.

Jenseits des Rheines setzt diese Formation das ganze Haardtgebirge, die größere nördliche Hälfte der Vogesen und das lothringische Hügelland westlich von diesen zusammen. Von diesem ausgedehnten Areale aus zieht sich eine schmale triadische Gesteinszone in nördlicher Richtung zwischen Luxemburg und Trier hindurch und, durch spätere Auswaschungen in einzelne Schollen zerschnitten, über Gerolstein durch die Eifel bis nach dem durch seinen Bleiglanzbergbau berühmten Commern. In jedem dieser drei Verbreitungsgebiete der Trias sind Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in einer von der beschriebenen normalen Schichtenreihe nur wenig abweichenden Weise zur Ausbildung gelangt. Nur in jenem eben erwähnten nördlichen Ausläufer der lothringischen Trias ist die unterere Abteilung des Muschelkalkes in der Weise durch sandige Bildungen vertreten, dass sie anfänglich (so bei Saarbrücken) nur den Wellenkalk, weiter nach Norden auch bereits die mittlere Gruppe der Muschelkalkformation ersetzen, bis endlich z. B. an der Attert) die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes auf 4, ja bis zu einem Fuße herabsinkt. Diese außerordentlich schwache Entwickelung des Muschelkalkes bereitet auf die englische Fazies der Trias vor, woselbst jene Formation gar nicht mehr zur Ausbildung gelangt ist, sondern wo Keuper direkt auf Buntsandstein lagert.

In dem vierten der deutschen Trias-Distrikte, dem von Oberschlesien, sind alle drei Abteilungen der Trias vertreten. Dort bildet diese Formation das wellige Flachland und die bis zu 400 m hohen Bodenerhebungen, welche sich aus der Gegend von Oppeln und Kosel an der Oder in östlicher Richtung bis nach Polen hinein erstrecken, und gewinnt durch ihre bereits erwähnte Erzführung eine große technische Bedeutung. Von den drei Unterabteilungen der Trias hat der Buntsandstein die geringste Ausdehnung, beschränkt sich auf schmale Streifen am Rande der Muschelkalkzüge und wird durchschnittlich 30, seltener 70 m mächtig. Der Muschelkalk bildet einen über 10 Meilen langen und 1 bis 3 Meilen breiten, flachen Rücken, welcher sich von Krappitz an der Oder über Tarnowitz und Beuthen bis nach Olkusz in Polen zieht und an welchen sich beiderseitig zahlreiche Ausläufer und isolierte inselförmige kleine Partieen anschließen. Seine Mächtigkeit beträgt fast 200 m. Auch der Keuper ist bis 200 m mächtig, nimmt, freilich zum Teil von einer Diluvialdecke verborgen, einen gegen 100 Quadratmeilen großen Flächenraum im Norden des Krappitz-Olkuszer Muschelkalkrückens ein und besteht aus den Äquivalenten der westdeutschen Lettenkohle, der Mergelgruppe und endlich des Rhät. Die Trias ist somit in Oberschlesien sehr vollständig repräsentiert; in Niederschlesien hingegen sind nur Buntsandstein und unterer Muschelkalk vertreten, welcher sich in seiner Entwickelung an den oberschlesischen anschließt, und sich innerhalb der bereits früher erwähnten Dyas-Mulde von Löwenberg, Goldberg und Bunzlau in Gestalt einer schmalen Zone dem Zechsteine anschmiegt.

Lagerungsverhältnisse der deutschen Trias. Die Schichten der Trias sind überwiegend regelmäßig flach mulden- oder tellerförmig, zum Teil fast vollkommen horizontal gelagert und haben meist nur an den Rändern der Gebirge etwas bedeutendere Störungen, also eine steilere Aufrichtung, Verwerfungen, sowie Knickungen und Biegungen erlitten. Einen Einblick in einen derartigen etwas komplizierteren Schichtenbau gewährt z. B. der Bahneinschnitt bei Sulza in Thüringen, wo die Schichten des Wellenkalkes vielfach geknickt, gebrochen und gegen einander verschoben sind, eine Erscheinung, welche sich auf der dort durchsetzenden Dislokationsspalte meilenweit gegen Ost und West fortsetzt. Im Teutoburger Walde bildet der Muschelkalk einen überkippten, nach SW. überhängenden Sattel*), dessen südwestlicher Flügel von Keuper, Jura und Kreide in umgekehrter Folge ihres Alters unterteuft wird (Fig. 343).

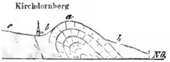


Fig. 343. Überhängender Sattel von Muschelkalk und Keuper bei Kirchdornberg im Teutoburger Walde. Nach *F. Roemer.*
a = Muschelkalk; *b* = Keuper; *c* = Lias.

Sehr häufig sind die Schichtenkomplexe der Trias von beträchtlichen Verwerfungen betroffen worden, welche den Gebirgszügen, an die sich erstere anlagern, parallel zu laufen pflegen. Infolge derselben ist der Muschelkalk oder selbst der Keuper bis in das Niveau des Buntsandsteines gesunken, so dass sie nicht selten unter letzteren einzufallen scheinen. Sehr gewöhnlich sind diese Erscheinungen in Thüringen und Hessen, deren Trias von zahlreichen Dislokationslinien, Grabenversenkungen und Bruchzonen durchsetzt und sehr bedeutend verworfen wird**).

Auch im Schwarzwalde ist die Trias von zahlreichen kleineren und größeren, ziemlich parallelen Verwerfungen betroffen worden, wobei der östliche Flügel in die Tiefe gesunken ist, so dass im allgemeinen die Schichten vom Schwarzwalde nach dem Neckar zu in treppenförmigen Sprüngen absinken (Deffner, Baur, Fraas).

Auch die Trias der Vogesen wird von einer etwa 15 Meilen langen Dislokationsspalte durchsetzt, auf welcher der östlich von derselben gelegene Gebirgsteil beträchtlich in das Liegende gesunken ist. Zabern liegt auf Muschelkalk, welcher neben dem Buntsandstein lagert (Fig. 344). Ähnliche Verhältnisse wiederholen sich am gegenüber gelegenen Westabfalle

* F. Römer. N. Jahrb. 1850. S. 385. — H. v. Dechen. Der Teutoburger Wald. Verh. d. naturw. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Bd. XIII. N. Folge. Bd. III. S. 331.

**) Vergl. H. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 60. — W. Frantzen. ebend. S. 106. — M. Bauer. ebend. 1881. S. 1. — F. Moesta. ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann. ebend. 1883. S. 383. — A. v. Koenen. ebend. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53.

des Schwarzwaldes, wo der **westlich** von der dortigen Hauptspalte gelegene Gebirgsteil in die Tiefe verworfen worden ist. Dem schmalen von diesen beiden Spalten seitlich begrenzten Senkungsfelde (einer staffelförmigen Grabenversenkung) zwischen Vogesen und Schwarzwalde entspricht das **Rheinthal***) (Fig. 345).

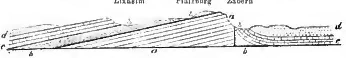


Fig. 344. Profil durch die Vogesen.
a Vogesensandstein (Hauptbuntsandstein). — b Oberer Buntsandstein. — c Muschelkalk. — d Keuper.

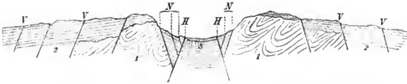


Fig. 345. Idealprofil durch das obere Rheinthal. Nach *A. Andreae.*
1. älteres, gefaltetes Gebirge. — 2. Trias und Jura. 3. Tertiär und Diluvium. — *H* Hauptspalten. — *N* Nebenspalten. — *V* treppenförmige Verwerfungen.

Eruptivgesteine im Gebiete der deutschen Trias. War die permische Periode das Zeitalter zahlreicher und gewaltiger Eruptionen von Porphyren und Melaphyren, so sind während der Ablagerung der Trias Durchbrüche von glutflüssigen Gesteinsmassen auf deutschen Territorien **nicht** erfolgt, so dass hier die gesamte triadische Schichtenreihe ausschließlich sedimentären Ursprunges ist. Auch in späteren Zeitaltern waren die Gebiete deutscher Trias nur selten der Schauplatz von Gesteinseruptionen, — es sind allein Basalte und Dolerite, welche in Gängen und Stöcken den Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper durchsetzen und isolierte Kuppen auf deren Oberfläche bilden; so Nephelindolerit den Katzenbuckel, Basalt den Steinsberg bei Weiler unweit Heidelberg und zahlreiche Kuppen auf dem Südabfalle des Thüringer Waldes (die Steinburg bei Suhl, den großen Gleichberg bei Römhild, den Gebaberg und großen Dollmar bei Meiningen), sowie in der Rhön, ferner in der Umgebung des Vogelsberges und in der Fortsetzung des Habichtswaldes bis zum Teutoburger Walde.

*) Vergl. E. W. **Benecke**. Abh. z. geol. Spezialk. v. Elsass-Lothr. Bd. I. H. IV. Straßburg 1877. S. 794. Hier auch Litteratur-Angaben. — Ferner A. **Andreae** Verh. d. naturhist. Ver. Heidelberg 1887. IV. Heft 1 S. 1.

Die englische Trias (New Red Sandstone-Group).

In England *) ist der Muschelkalk nicht zur Ablagerung gelangt, so dass der Buntsandstein, welcher die Basis bildet, nach oben unmittelbar in die Keupermergel übergeht.

Die englische Äquivalentbildung des deutschen Buntsandsteines erreicht 600 m Mächtigkeit, besteht vorwaltend aus rötlichen und grünlichen Letten und roten Sandsteinen und umschließt hier und da verkieselte Coniferenstämme. Wie in Deutschland, so sind auch in England, z. B. in Storton Hill bei Liverpool, Fußtapfen von Chirotherium häufig. — Der Keuper beginnt mit 150, in Cheshire und Lancashire mit über 500 m mächtigen Mergeln, welche Estheria minuta führen, auch zuweilen Zähne von Microlestes enthalten und lentikuläre und flötzartige Einlagerungen von Gyps und Steinsalz umschließen, wodurch sie zur Hauptsalzformation Englands werden. Auf sie folgt die Zone der Avicula contorta (das Rhät), bestehend aus schwarzen Schieferthonen, sowie aus weißen Sandsteinen mit Avicula contorta, Protocardia Rhaetica, Estheria minuta und einer dünnen Lage von Knochenbreccie, dem Bonebed, in welchem sich Zähne und Schuppen von Hybodus plicatilis, Saurichthys apicalis, Gyrolepis tenuistriata, Termatosaurus, also mit den Resten der deutschen rhätischen Knochenbreccie identische Skeletfragmente erkennen lassen. Auch Unterkiefer von Microlestes sind angetroffen worden. Der unterste Lias überlagert diese Schichten gleichförmig. Der früher zum Old Red gerechnete Sandstein von Elgin hat ziemlich zahlreiche Reptilienreste (Telerpeton, Stagonolepis, Rhynchosaurus und einige Dinosaurier) sowie Zähne von Ceratodus geliefert.

In Frankreich ist die Trias teils in deutscher (am Morvan), teils in englischer, — in Portugal und Spanien teils in deutscher, teils in alpiner Fazies entwickelt. Im östlichen Spanien, in der Kalksteinzone der Sierra de Gader und um die Sierra Nevada ist Muschelkalk bekannt mit Myophoria laevigata. Myophoria Goldfussi etc., während an anderen Stellen das Kalkflötz fehlt und auf den roten Sandsteinen des Buntsandsteines Keuperbildungen folgen. In Algarbe in Portugal lagern unten Sandsteine mit Equiseten und Coniferen, darüber Kalkstein mit Arten des Muschelkalkes, oben Sandsteine und Mergel, welche dem Keuper angehören.

*) E. Hull. The triassic and permian rocks of England. Geol. Survey memoirs. London 1869.

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Die triadische New Red Sandstone-Formation besitzt in zwei Regionen des nordamerikanischen Kontinentes eine bedeutende Ausdehnung: am Ostabhange des Alleghany-Systemes, zwischen diesem und dem atlantischen Ozeane, und zweitens in den Rocky Mountains. An der atlantischen Küste bildet der New Red Sandstone langgezogene schmale Streifen, welche den Gebirgsrücken der Alleghanies parallel laufen und trogartige Vertiefungen und synklinale Thäler innerhalb der archäischen Formation ausfüllen. Dieser triadischen Zone gehört der New Red Sandstone an, welcher die Prince Edwards-Inseln (im St. Lorenz-Golfe) ausschließlich zusammensetzt, die romantische Westküste Nova Scotias, das weite Connecticut-Thal bildet, sich durch New-Jersey, Pennsylvania und Maryland in Gestalt eines schmalen Bandes zieht und in Virginia, Nord- und Südcarolina in Form zahlreicher isolierter Schollen oder Becken auftritt. Obwohl sich diese triadischen Areale auf eine Linie von über 250 Meilen Länge verteilen, bleibt sich doch ihr petrographischer Gesamtcharakter auffällig gleich. Überall sind es rotbraune Sandsteine, die einerseits in untergeordnete Schiefer, andererseits in Konglomerate übergehen und hier und da eine Bank von unreinem Kalksteine, bei Richmond in Virginia und am Deep River in Nordcarolina wertvolle Steinkohlenflötze und Sphärosiderite umschließen. So sind bei Richmond vier Flötze aufgeschlossen, deren unterstes sich stellenweise zu 20 m Mächtigkeit aufbläht und zum Teil direkt auf laurentischen Gneißen auflagert. Fast überall finden sich auf den Schichtenflächen des Sandsteines Wellenfurchen und Eindrücke von vorweltlichen Regentropfen.

Organische Reste sind in dem nordamerikanischen New Red Sandstone im allgemeinen selten. Die aufgefundenen Pflanzen sind Coniferen (Voltzia), Cycadeen (Pterophyllum, Podozamites), Farne (Clathropteris, Pecopteris) und Equisetaceen; sie besitzen einen ausgesprochenen triadischen und zwar rhätischen Charakter. Unter den tierischen Resten aus der amerikanischen Trias wiegen die von Wirbeltieren bei weitem vor allen übrigen vor, und zwar gehören sie nicht nur Fischen und Reptilien an, sondern man hat auch unter ihnen die Spuren von Säugetieren erkannt, welche dann im Verein mit dem deutschen Microlestes die ältesten Warmblüter auf Erden repräsentieren würden. Die Fische (Catopterus, Ischypterus) sind Ganoiden mit schwach heterocerkalen Schwänzen, — die Reptilien haben nur in seltenen Fällen Knochenteile oder Zähne (so im Bonebed von Phönixville in Pennsylvanien), meist nur ihre Fußtapfen in dem triadischen Schlamme zurückgelassen. Sie scheinen z. T. von Labyrinthodonten, der Mehrzahl nach aber von Dinosauriern herzurühren, schwanken in ihrer Größe zwischen wenigen Millimetern und 0,52 m und sind zahlreichen Spezies zugeschrieben

worden. Die kolossalsten derselben sind Otozoum Moodii und Brontozoum giganteum Hitch. (Fig. 346), deren Hinterfuß 0,52 und 0,63 m Länge besass. Auch die Abdrücke der kleinen Vorderfüße, auf welche sich diese auf den Hinterbeinen gehenden Dinosaurier zuweilen niederließen, sind bekannt. In der Trias von Nordcarolina gefundene Unterkiefer (Dromatherium sylvestre Emmons und Microconodon tenuirostris Osborn) gehören ähnlich wie der Stuttgarter Microlestes Beuteltieren an.



Fig. 346. Fußabdruck von Brontozoum (Ornitichnites) giganteum Hitch. nebst sog. vorweltlichen Regentropfen.

Überraschend ist die Unzertrennlichkeit zahlreicher dioritischer und melaphyrartiger Eruptivgesteine und des New Red Sandstone von Nordamerika, welche selbst in den kleinsten, schollenartigen Partieen der letzteren auftreten und zwar die unteren Horizonte desselben durchbrochen haben, dann aber als einstige Decken in Form ausgedehnter und mächtiger Platten den sedimentären Schichtenreihen zwischengelagert sind. Ihrer ausgeprägt säulenförmigen Struktur verdankt das Connecticut-Thal einen großen Teil seiner romantischen Schönheit und ebenso sind die berühmten Palissaden des Hudsonflusses oberhalb New-York (Fig. 347) die Fassade des Ausgehenden einer in lauter bis 130 m hohe Säulen abgesonderten Dioriteinlagerung. In genetischer Verbindung mit diesen Dioriten kommen zahlreiche Mineralien vor,

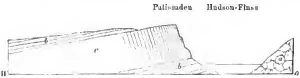


Fig. 347. Profil durch die Palissaden oberhalb New-York.
a Laurentischer syenitischer Gneiß. — b Triadischer New Red Sandstone. — c Diorit, in 130 m hohe Säulen abgesondert.

und zwar teils auf Kluftflächen in den Dioriten selbst, so die Apophyllite und Datolithe von Bergenhill bei New-York, welche in fast alle deutschen Sammlungen gelangt sind, ferner die Zeolithe des Cap Blomingdon in Nova Scotia, das gediegene Kupfer und Silber, sowie die Kupfererze von New-

Jersey, — teils auf Spalten, welche den benachbarten New Red Sandstone in der Nähe des Kontaktes mit dem Diorite durchsetzen, so die Schwerspat- und Kupferglanzgänge von Connecticut.

So viel über die atlantische Zone von New Red Sandstone. Die Formation jenseits des Mississippi, welche man für triadisch angesehen hat, besteht aus ziegelroten Sandsteinen und Mergeln, ist reich an Gypsstöcken, bedeckt große Flächenräume am Ostabfalle der Rocky Mountains, überlagert das Perm ungleichförmig und unterteuft jurassische Schichten. Eine derartige Stellung der betreffenden Formation macht ihr triadisches Alter höchst wahrscheinlich, wenn auch organische Reste aus derselben, abgesehen von einigen Coniferenhölzern, nicht bekannt sind.

Ähnliche pflanzen- und kohlenführende Triasablagerungen von terrestrer Fazies sind bekannt in Argentinien und Chili (Stelzner und Geinitz). Noch andere haben enorme Verbreitung in Südafrika als obere Karooformation, in Bengalen als obere Abteilung der Gondwanaformation und in Südost-Australien als Hawkesbury-Schichten (vergl. S. 511). In den beiden ersteren, namentlich in der Karooformation findet sich eine formenreiche Vergesellschaftung von großen Landreptilien (Anomodontia), welche in ihrem Schädel- und Skeletbau eine merkwürdige Vereinigung von Krokodil-, Schildkröten- und Säugetier-Merkmalen aufweisen, so Dicynodon (Fig. 348) mit schneidenden, schnabelartigen



Fig. 348. Dicynodon foliceps Ow.



Fig. 349. Lycosaurus curvimola Ow.

Kiefern wie unsere Schildkröten, und gewaltigen, zugespitzten Eckzähnen, ferner Lycosaurus (Fig. 349) mit raubtierartigem Gebiss. Die Säugetiere sind in dem oberen Karoosandstein durch das beuteltierartige Tritylodon vertreten.

Die alpine Trias.

Litteratur.

F. v. Richthofen. Geogn. Beschreib. der Umg. v. Predazzo, St. Cassian u. d. Seißer Alp in Sudtirol. Gotha 1860.

C. W. Gümbel. Geogn. Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges. Gotha 1858 bis 1861. S. 153 bis 429; ferner dessen: Mendel- und Schlerngebirge. Sitzber. d. k. bayer. Akad. München 1873. I. § 14. Geogn. Profil aus dem Kaisergebirge ebend. 1874. II. S. 177.
H. Emmrich. Geol. Geschichte der Alpen. Trias. Nachtrag z. I. Teil v. Schaubach's Deutschen Alpen. 2. Aufl. Jena 1873.
F. W. Benecke. Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. Geogn.-paläont. Beitr. II. 3. München 1876. — Erläut. zu der geognost. Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Beil. Bd. III. 1885. S. 171.
E. v. Mojsisovics. Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östl. Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1869. S. 91. — Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1874. S. 81. — Das Gebirge um Hallstatt. Mit 32 Tafeln. Wien 1875. — Die Dolomitriffe Südtirols und Venetiens. Nebst Atlas. Wien 1878. — Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. d. k. k. R. Wien. Bd. X. 1882. Mit 94 Tafeln.
R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
Außerdem zahlreiche Aufsätze und z. T. umfangreiche paläontologische Monographien von F. von Hauer, E. von Mojsisovics, G. Laube, A. Pichler, Bittner, G. Stache, D. Stur, F. Sueß, Teller, Toula, v. Wöhrmann, in den Publikationen der geol. Reichsanstalt zu Wien. Siehe auch F. von Hauer. Die Geologie. 2. Aufl. Wien 1878. S. 331 bis 421, und C. W. Gümbel. Kurze Anleitung zu geologischen Beobachtungen in den Alpen. München 1878. S. 107 und 160, und Geologie von Bayern Bd. I. 1886. S. 643.

Wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, hat die Trias in jedem ihrer Verbreitungsgebiete eine andere Fazies erhalten. In Deutschland zeichnete sie sich durch die scharfe Dreigliederung aus, welcher sie ihren Namen verdankt, — in England war auch der marine Muschelkalk nicht zur Entwickelung gelangt, — in Nordamerika kann von einer der deutschen Trias analogen Gliederung des New Red Sandstone gar nicht mehr die Rede sein, auf dessen Äquivalenz mit der ersteren nur einige wenige, beiden gemeinsame organische Reste hinweisen, am weitesten aber weicht die Trias, wie sie in den Alpen und zwar vorzüglich in den Ostalpen zur Entwickelung gelangt ist, sowohl in petrographischer, wie paläontologischer Beziehung von den übrigen ab. War auch das Vorhandensein des Muschelkalkes in den Alpen schon vor 50 Jahren nachgewiesen worden, so bedurfte es doch andauerndster Studien, ehe Klarheit in die Schichtenreihe unterhalb, namentlich aber oberhalb dieses Horizontes der alpinen Trias gelangte. Besonders thätig waren auf diesem Gebiete Benecke, Emmerich, Escher von der Linth, Fötterle, Gümbel, von Hauer, von Klipstein, Laube, Lepsius, Lipold, Loretz, von Mojsisovics, Peters, von Richthofen, Stache und Sueß. Abgesehen von den außerordentlich komplizierten Lagerungsverhältnissen, Zerstückeluugen und Knickungen dieser Formation, sowie von der vollkommenen Unähnlichkeit, welche die einzelnen Schichtengruppen selbst an gar nicht weit von einander entfernten Punkten besitzen, ferner abstrahiert davon, dass die deutsche Keuperformation eine

wenig mächtige Strand-, Binnensee- und Buchtenfazies — die alpine Obertrias eine viele Tausend Fuß mächtige Ablagerung des hohen Ozeanes ist, war es die Vergesellschaftung von paläozoischen Organismen, die man für längst ausgestorben hielt, mit den Resten einer, wie es schien, gewissermaßen verfrüht auftretenden mesozoischen Tierwelt, also namentlich von Orthoceras mit einer Fülle von Ammoniten sowie mit Vorläufern der Belemniten innerhalb der alpinen Obertrias, die, weil bis dahin für unmöglich gehalten, rätselhaft sein musste. Aus allen neueren geologischen Untersuchungen ging zugleich hervor, dass sich in den alpinen Äquivalentbildungen der deutschen Trias eine dreifache Gliederung nur auf künstliche Weise durchführen lässt, — entsprechen doch den eintönigen, wenig mächtigen Gebilden des deutschen Keupers in den Alpen eine ganze Anzahl von Schichtengruppen mit reichen marinen und zwar namentlich Ammoniten-Faunen, während Buntsandstein und Muschelkalk in Deutschland und den Alpen wenigstens eine gewisse Ähnlichkeit bewahren.

Der Bunte Sandstein besitzt in den Alpen ungefähr den nämlichen petrographischen Charakter wie außerhalb derselben, jedoch geringere Mächtigkeit und eine eigentümliche Fauna (Avicula Clarai, Naticella costata, Tirolites Cassianus), daneben aber mit der deutschen Trias gemeinsam Myophoria costata und Myacites Fassaensis.

Der Muschelkalk der Alpen führt gemeinsam mit dem in Nord- und Mitteldeutschland Terebratula vulgaris, Retzia trigonella, Spiriferina fragilis, Spiriferina hirsuta, Rhynchonella decurtata, Terebratula angusta, Lima striata, Gervillia socialis, Pecten discites, Ceratites trinodosus, Encrinus aculeatus (= tenuis), Encr. gracilis.

Der Keuper aber erscheint in den Alpen ganz anders ausgebildet als weiter nördlich in Deutschland. Während er hier aus einem Komplex von vorherrschend thonigen, mergeligen und sandigen Gesteinen mit eingelagerten Kohlen und Gypsen besteht, schwellen in den Alpen die kalkigen und dolomitischen Sedimente zu einer so enormen Mächtigkeit an, dass dagegen die Zwischenlagen von thonigen Gesteinen und Sandsteinen oft fast verschwinden, und bergen zugleich eine ungeahnte Formenfülle von Cephalopoden, Gastropoden, Muscheln, Echinodermen und Korallen. Überraschend ist vor allem der hier herrschende Reichtum an Cephalopoden. Neben Orthoceras und Nautilus, sowie den Vorläufern der Belemniten (Aulacoceras und Atractites) sind die Ammoniten in fast 1000 Arten der mannigfaltigsten Typen bekannt, bei denen z. T. die Zerschlitzung und Verzweigung der Sutur die größte Kompliziertheit erreicht. Hierher gehören die Geschlechter Arcestes, Cladiscites, Lobites, Pinacoceras und Trachyceras, welche auf die alpine Trias beschränkt sind, ferner die Vorfahren der jurassischen Geschlechter Phylloceras, Lytoceras, Psiloceras und Amaltheus. Ihnen gesellen sich als charakteristische Zwei-

Gliederung der Trias in den Alpen.

<table>
<tr><td colspan="3" rowspan="3">Nach
W. v. *Gümbel*.</td><td colspan="7">Nach *E. v. Mojsisovics*.</td></tr>
<tr><td colspan="4">Juvavische Triasprovinz.</td><td colspan="3">Mediterrane Triasprovinz.</td></tr>
<tr><td colspan="3">Vorherrschende Faziesgebilde.</td><td>Bezeichnung der Stufen.</td><td>Bezeichnung der Stufen.</td><td colspan="2">Vorherrschende Faziesgebilde.</td></tr>
<tr><td rowspan="11">Obere alpine Trias.</td><td rowspan="2">Rhät. Stufe.</td><td>Stufe des oberen Dachsteinkalkes.</td><td rowspan="2">Rhät. Stufe.</td><td rowspan="2" colspan="2">Oberer Dachsteinkalk, Koßener Schichten.</td><td rowspan="2" colspan="2">Stufe der *Avicula contorta*.</td><td rowspan="2" colspan="2">Oberer Dachsteinkalk und Koßener Schichten.</td></tr>
<tr><td>Rhätische Hauptstufe.</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Karnische Stufe.</td><td>Stufe des Hauptdolomites u. unt. Dachsteinkalkes.</td><td rowspan="3">Karnische Stufe.</td><td rowspan="2" colspan="2">Hauptdolomit. Dachsteinkalk.</td><td rowspan="2" colspan="2">Stufe des *Turbo solitarius* und der *Avicula exilis*.</td><td rowspan="2" colspan="2">Hauptdolomit und Dachsteinkalk.</td></tr>
<tr><td>Gyps und Rauhwacke.</td></tr>
<tr><td>Raibler Schichten.</td><td colspan="2">Raibler Schicht. (Lunzer Sandst.)</td><td colspan="2">Stufe des *Trachyceras aonoides*.</td><td colspan="2">Raibler Schichten.</td></tr>
<tr><td rowspan="6">Norische Stufe.</td><td rowspan="3">Wetterstein- und Hallstätter Kalk.</td><td rowspan="6">Norische Stufe.</td><td rowspan="5">Hallstätter Marmor.</td><td rowspan="6">Dolomit-Riffe.</td><td>Stufe des *Tropites subbullatus*</td><td>Stufe des *Trachyceras Aon*.</td><td>Cassianer Schichten.</td><td rowspan="8">Kalk- und Dolomitriffe</td></tr>
<tr><td>Stufe des *Didymites textus*.</td><td rowspan="2">Stufe des *Trachyceras Archelaus* und der *Daonella Lommeli*.</td><td rowspan="2">Wengener Schichten (Esino).</td></tr>
<tr><td>Stufe des *Arcestes ruber*.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Cassianer-, Wengener, Partnach-Schichten.</td><td>Stufe des *Pinacoceras parma*.</td><td rowspan="3">Stufe des *Trachyceras Reitzi*.</td><td rowspan="3">Buchensteiner Schichten.</td></tr>
<tr><td>Stufe des *Pinacoceras Metternichi*.</td></tr>
<tr><td>Buchenstein-Plattenkalk.</td><td>Zlambach-Schichten.</td><td>Stufe des *Choristoceras Haueri*.</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Muschelkalk.</td><td>Cephalopoden-Kalk.</td><td rowspan="2">Muschelkalk.</td><td>Roter Kalk der Schreiers-Alp.</td><td colspan="3">Stufe des *Ceratites trinodosus*.</td><td>Virgloria-Kalk z. T.</td></tr>
<tr><td>Brachiopoden-Kalk.</td><td>Schwarzer Kalk.</td><td colspan="3">Stufe des *Ceratites binodosus*.</td><td>Schichten von Dont und Recoaro.</td></tr>
<tr><td colspan="2">Buntsandstein.</td><td>Campiler Schichten. Seißer Schichten. Werfener Schichten.</td><td>Buntsandstein</td><td>Werfener Schichten.</td><td colspan="3">Stufe des *Tirolites Cassianus* und der *Naticella costata*.</td><td colspan="2">Werfener Schichten (Campiler Schichten, Seißer Schichten).</td></tr>
</table>

schaler **Halobia**, **Daonella**, **Monotis** und **Megalodus** zu. Kalkalgen (**Gyroporella** und **Diplopora**) stellen sich in riffbauender Massenhaftigkeit ein. Erst im obersten Niveau der alpinen Trias macht sich wieder eine größere Übereinstimmung mit der deutschen Trias geltend, indem auch sie ihren Abschluss durch die **Stufe der Avicula contorta** erhält. Wegen der sonst vollständigen Unähnlichkeit der auf den alpinen Muschelkalk folgenden triadischen Schichtenreihe mit dem Keuper Deutschlands pflegt man dieselbe nicht als solchen, sondern als **obere alpine Trias** zu bezeichnen und gliedert sie mit v. **Mojsisovics** von unten nach oben in die **Norische**, die **Karnische** und die **Rhätische Stufe** (s. Tabelle S. 552).

Innerhalb der Gesamtheit dieser oberen Trias sowie in einzelnen Abteilungen derselben macht sich nun überall ein oft außerordentlich rascher und durchgreifender Faziesweehsel geltend, so dass ein und dieselbe Stufe bald in Form weicher Schiefer, Mergel und Sandsteine oder als vulkanischer Tuff, bald als wohlgeschichteter fester Kalkstein oder als massiger Dolomit ausgebildet sein kann, welcher letztere in Gestalt gewaltiger Dolomitriffe ganz plötzlich bis zu fast 2000 m Mächtigkeit anzuschwellen vermag. Die Schroffheit und wilde Zerrissenheit, zu welcher diese Kalke und Dolomite hinneigen und welche durch den fast unvermittelten Fazieswechsel zwischen ihnen und den weichen Schiefern und Mergeln noch gefördert wird, sind es, welche jenen Gebieten der Ostalpen ihre eigenartige landschaftliche Schönheit verleihen.

I. Der alpine Buntsandstein.

Werfener Schiefer. Ihre untere Abteilung, die Seißer Schichten, bestehen aus meist rot, oft aber auch grün und grau gefärbten, schieferigen

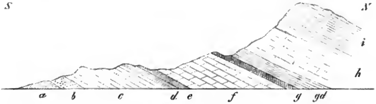


Fig. 350. Profil durch die alpine Trias am Steinernen Meer bei Saalfelden. Nach v. *Mojsisovics*.

Rhät.
i Dachsteinkalk.
h Korallenkalk
Unterer Keuper.
gd Dolomite der Cardita-Schichten.
g Cardita-Schichten.
f weißer Wettersteinkalk.
e roter Plattenkalk.
} Obere alpine Trias.
Muschelkalk.
c u. *d* dunkele Kalksteine. Virgloriakalke.
Buntsandstein. Werfener Schichten.
b Rauchwacke und dunkeler Kalk mit Nat. costata. (Campiler Schichten.)
a rote Seißer Schichten.

Sandsteinen, die Schichtflächen reich an Glimmerblättchen. In ihren höheren Lagen wechseln sie mit Bänken von Kalkstein (Campiler Schichten). Lokal bedeutende Gypslager. Die Schiefer mit Myophoria costata und Avi-

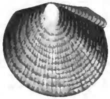


Fig. 351.

Fig. 351. Avicula (Monotis) Clarai Emm.

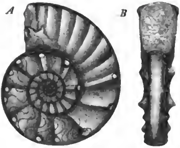


Fig. 352.

Fig. 352. Ammonites (Tirolites) Cassianus Quenst. *A* von der Seite; *B* von vorn.

cula (Monotis) Clarai (Fig. 351). Der kalkige Komplex mit Naticella costata, Ammonites (Tirolites) Cassianus (Fig. 352).

II. Der alpine Muschelkalk.



Fig. 353. Ammonites (Ptychites) Studeri Hauer.

Guttensteiner Kalk oder Virgloriakalk. Dunkele, helle oder rote, kalkige und dolomitische Gesteine, zuweilen schieferig und mergelig, häufig als Knollenkalk, oft mit Hornstein:

a. Recoarokalk oder Brachiopodenkalk, reich an Brachiopoden, z. B. Retzia trigonella, Spiriferina Mentzeli, Terebratula angusta. Rynchonella decurtata (Stufe des Ceratites binodosus).

b. Reiflinger Kalk oder Cephalopodenkalk; neben Brachiopoden zahlreiche Cephalopoden, z. B. Ammonites (Ptychites) Studeri (Fig. 353), Ceratites trinodosus (Stufe des Cerat. trinodosus).

III. Die obere alpine Trias.

1. Norische Stufe.

Die norische Stufe ist in 2 durchaus verschiedenartigen Fazies entwickelt, welche sich durch ihre vollkommen abweichende Fauna mit ungleichen Arten, ja selbst mit gesonderter Verteilung der Gattungen von einander scheiden, so dass sie in 2 durch eine Barriere getrennten Meeresbecken zur Ablagerung gelangt sein müssen, welche im Gebiete der jetzigen Ostalpen zwar nahe an einander traten, jedoch nicht in direkter Verbindung gestanden haben.

Das Verbreitungsgebiet der einen dieser norischen Faziesbildungen wird nach v. Mojsisovics als mediterrane Provinz, das der anderen als juvavische Provinz bezeichnet. Letztere umfaßt das Salzkammergut und das Salzburgische, — die mediterrane Provinz die gesamte übrige norische Trias der Ostalpen. Nach Verlauf der norischen Zeit wurde die Übereinstimmung beider Regionen durch Verbindung der Meeresräume und Wanderungen deren Faunen wieder hergestellt (siehe die Tabelle S. 552).

a die mediterrane Provinz.

1. Buchensteiner Schichten, dunkele hornsteinreiche Knollenkalke und Bänderkalke mit Trachyceras Reitzi, darüber kieselige Schiefer mit Einlagerungen von grünem Tuff (Pietra verde).

2. Wengener Schichten, dunkele Schiefer mit Tuffsandsteinen wechselnd, mit Daonella Lommeli (Fig. 354) und Ammoniten aus der Gruppe des Trachyceras (Tr. Archelaus).

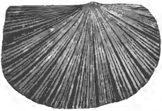


Fig. 354. Daonella Lommeli Wissm.

3. Cassianer Schichten, Mergel und oolithische Mergelkalke. In diesen kommt namentlich auf der Stuores Wiese bei St. Cassian eine Fülle wunderbar schön erhaltener Versteinerungen vor, von denen Laube 37 Ammoniten, 3 Orthoceras, 205 Gastropoden, 70 Acephalen, 33 Brachiopoden, 29 Echiniden, 10 Crinoideen, 42 Korallen und 36 Spongien beschrieb, eine eigentümliche Mischfauna von paläozoischen und mesozoischen Formen, die sich gleichzeitig durch ihre Zwerghaftigkeit auszeichnen. Einige ihrer wichtigsten Vertreter sind: Orthoceras elegans Münst., Trachyceras Aon Münst. (Fig. 355), Bellerophon nautilinus Münst., Monodonta Cassiana Wissm., Macrocheilus obovatus M., Phasianella Bronni Wissm., Murchisonia Blumi Münst., Nucula lineata Goldf., Nuc. strigilata Goldf., Gervillia angusta Münst.,

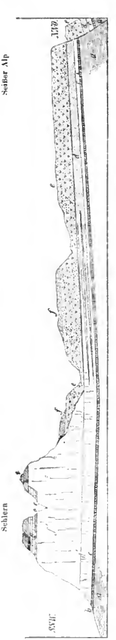


Fig. 357. Profil durch das Schlernriff und die Seißer Alp. Nach *E. von Mojsisovics*.

a Werfener Schichten; *b* und *c* Muschelkalk; *d* Buchensteiner Schichten; *d'* Buchensteiner Dolomit, in die Buchensteiner Schichten zungenförmig eingreifend (Dolomitfazies derselben); *e* Augitporphyrlaven; *f* Wengener Schichten mit Riffstein-Blöcken und -Zungen des Schlerndolomites; *f'* Schlern-Dolomit (Dolomitfazies der Wengener Schichten); *h* Raibler-Schichten; *i* Dachsteinkalk.

Cassianella gryphaeata Münst., Cardita crenata Münst. (Fig. 356), Koninckina Leonardi Wissm. u. a.

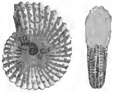


Fig. 355. Ammonites (Trachyceras) Aon Münster.

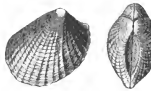


Fig. 356. Cardita crenata Münst.

Partnach-Schichten; dunkele sehr petrefaktenarme Schiefer, welche in den nordtiroler, sowie in den bayerischen Alpen auf den Muschelkalk folgen und den Wengener Schichten äquivalent sind. Mit Daonella Lommeli.

Als **kalkige und dolomitische Fazies** dieser 3 Stufen können an Stelle derselben auftreten:

der Schlern-Dolomit Südtirols (siehe Fig. 357), ein typischer, massiger, krystallinisch körniger Dolomit, am Schlern 1000 m mächtig, mit undeutlichen Resten globoser Ammoniten und Abdrücken von Korallen. Die gewaltigen, grotesken, von ihm gebildeten Dolomitkofel *) sind von F. v.

*) F. v. Richthofen. Z. d. D. geol. Ges. 1874 S. 225. — E. v. Mojsisovics. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abt. Mai 1875. — Ders. Dolomit-Riffe v. Südtirol. Wien 1879. S. 481. Kap. XVI.

Richthofen und E. v. Mojsisovics als bereits ursprünglich zur Zeit ihres Werdens getrennte Massen erkannt und zwar als alte, dolomitisierte Korallen- oder Kalkalgen-Riffe angesprochen worden.

Esinokalk der Lombardei; lichtgraue Kalke.



Fig. 358. Diplopora annulata Schafh. sp.

Wettersteinkalk; weiße Kalksteine und lichte Dolomite, welche in Nordtirol und den bayerischen Alpen über den Partnach-Schichten folgen. Er ist stellenweise recht reich an Versteinerungen, jedoch ist deren Erhaltungszustand nicht günstig. Eines der wichtigsten Fossilien ist Diplopora annulata Schafh. sp. (Fig. 358), welche geradezu gesteinsbildend auftritt. Auch Korallen erfüllen oft ganze Bänke, unbestimmbare Ammoniten sind häufig, außerdem kennt man Chemnitzia Rosthorni Hörn., Chemn. Escheri Hörn., Chemn. eximia Hörn., Megaphyllites Jarbas Münst., Monotis salinaria Bronn. Der Wettersteinkalk setzt vorzüglich das Zug-, Wetterstein- und Karwändelgebirge, die Kalkgebirge des Innthales bei Innsbruck zusammen.

b) die juvavische Provinz.

1. Zlambach-Schichten oder hydraulischer Kalk von Aussee, Mergel, Fleckenmergel, Hornsteinkalke mit großen Cephalopoden (Choristoceras Haueri), Bivalven, zahlreichen Korallen. Im Salzkammergut die tiefste, unmittelbar auf den Muschelkalk folgende Schichtengruppe. Bei Ischl, Hallstatt, Aussee, Hallein und Berchtesgaden mit Einlagerungen von Salzthon und Haselgebirge, nebst Steinsalz.

2. Hallstätter Kalk; rote, bunte oder gelbe, dichte sog. Marmorarten, so bei Berchtesgaden, Hallein, Hallstatt und Aussee, wo sie zugleich außer-



Fig. 359. Orthoceras dubium Hauer.

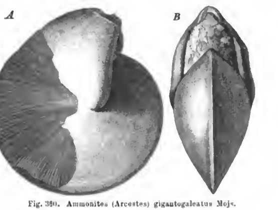


Fig. 360. Ammonites (Arcestes) gigantogaleatus Moj s.

ordentlich reich an organischen Resten, und zwar namentlich an den mannigfaltigsten Cephalopoden sind, von denen folgende hervorgehoben werden

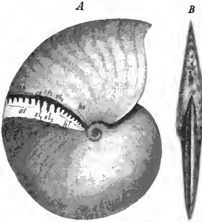


Fig. 362.

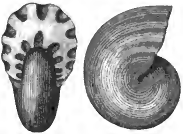


Fig. 361.



Fig. 363.

Fig. 361. Ammonites (Arcestes) neortus Mojs. — Fig. 362. Ammonites (Pinacoceras) parma Mojs., *A* von der Seite; *B* von vorn. — Fig. 363. Monotis salinaria Schloth.

mögen: Atractites alveolaris Quenstedt, Aulacoceras reticulatum Hauer, Orthoceras dubium Hauer (Fig. 359), Arcestes neortus Mojs. (Fig. 361), Arcestes gigantogaleatus Mojs. (Fig. 360), Arcestes intusilobatus, Pinacoceras parma Mojs. (Fig. 362), Pinacoceras Metternichi, Cladiscites tornatus. Megaphyllites, Tropites, Monotis salinaria (Fig. 363).

Der oberste Komplex des Hallstädter Marmors führt als Leitfossil Tropites subbullatus.

2. Karnische Stufe.

Mit dem Beginne dieser Stufe hat die Trennung der beiden während der norischen Zeit so scharf geschiedenen Provinzen ihr Ende erreicht. Auf die mannigfaltigen Faziesgebilde derselben folgen nun in Vorarlberg, Nordtirol, Kärnthen, Südtirol und Lombardei:

die Raibler Schichten, rötliche mergelige und kalkige Bänke, nebst den dunkelen, ebenflächigen Raibler Fischschiefern, mit Halobien, Trachyceraten (Tr. aonoides), Pinacoceras floridus Wulf. (Fig. 365), Fischen, Crustaceen und Pflanzen, besonders mit Corbis Mellingi Hauer und Myophoria Kefersteini Goldf. (Fig. 364). Auf dem Schlernplateau treten rote eisenschüssige oolithische, kalkig sandige Schichten namentlich mit Myo-

phoria Kefersteini Goldf. (Fig. 364), bei Heiligenkreuz Bänke von Muschelmarmor auf, welche Perna aviculaeformis Emm., Corbis Mellingi Hauer führen. In den bayerischen Alpen werden die Raibler Schichten vertreten durch Mergel, Kalke und Schiefer mit Cardita Gümbeli (Cardita-Schichten). In den niederösterreichischen Alpen erscheint als Äquivalent der Raibler Schichten der Lunzer Sandstein; grünlichgrauer, feinglimmeriger Sand-



Fig. 364. Myophoria Kefersteini Goldf.

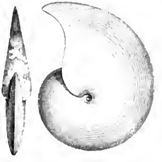


Fig. 365. Ammonites (Pinacoceras) floridus Wulf.

stein mit Schieferthonen und Kohlenflötzen, sowie mit Pflanzenresten, so Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lepidopteris Stuttgartiensis, im Osten mit abbauwürdigen Steinkohlenflötzen.

Auf dieser gleichmäßigen Decke von Raibler Bildungen erheben sich nun die ungeheuren Massen von

Hauptdolomit, einem lichten, feinkörnigen, z. T. deutlich geschichteten, z. T. zerrissenen und zerklüfteten, splitterigen Dolomit oder von Kalkstein, dem unteren Dachsteinkalk. In den Nordalpen vom Rheinthal bis nahe an das Wiener Becken in mächtigen Bergmassen entwickelt, ebenso in der südlichen Kalkzone. Mit Gyroporellen, ferner mit Avicula exilis. Turbo solitarius, hier und da mit Fischresten (Semionotus, Lepidotus, Pholidophorus); geht nach oben zu in graue Plattenkalke über, welche oft erfüllt sind von kleinen Schneckensteinkernen (Rissoa alpina Gümb.).

3. Rhätische Stufe.

1. Die Kößener Schichten Hauer's (Avicula contorta-Zone Oppel's, obere Muschelkeuper und Dachsteinkalke Gümbel's). Versteinerungsreiche, kalkigthonige Schieferthone und Mergel, denen zahllose dünne Bänkchen dunkelgrauen Kalkes zwischengelagert sind. Letztere sind reich an Zweischalern und Brachiopoden, vorzüglich Avicula contorta Portl.,

Gervillia inflata Schafh., Gerv. praecursor Quenst., Protocardia rhaetica Mer., Cardium cloacinum Quenst., Card. austriacum Hau., Terebratula gregaria Süß, Spirigera oxycolpos Emmr., Spirifer uncinatus Schafh. Sehr häufig sind auch die ästigen Formen der Lithodendren.

2. Der obere Dachsteinkalk bildet die Höhe vieler alpinen Dolomitplateaus, berüchtigt durch ihre Wasserarmut und ihre Karrenfelder (so auf dem Hagen-, Tännen-, Dachstein und Totengebirge). Er ist ein dunkler, reiner, dichter Kalkstein oft voll großer, herzförmiger Muscheldurchschnitte von Megalodus triqueter Hauer (der sog. Dachstein-Bivalve Fig. 366), in manchen Bänken mit Korallen und Tiefseeforaminiferen. Wo die Mergel der Kößener Schichten nicht zur Ausbildung gelangt sind, verschmilzt Hauptdolomit, Plattenkalk, unterer und oberer Dachsteinkalk zu jenen kolossalen Kalkmassen des Stein-, Watzmann-, Rentalp-, Dachstein- und Göhlgebirges.

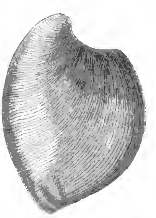


Fig. 366. Megalodus triqueter Hauer.

Auf die rhätischen Schichten folgt an vielen alpinen Lokalitäten der unterste Lias, die Zone des Ammonites planorbis.

Eruptivgesteine der alpinen Trias. Im auffälligsten Gegensatze zu dem vollständigen Ausschluss gleichalteriger eruptiver Gesteine innerhalb der deutschen Trias ist die entsprechende alpine Formation reich an Gesteinen, deren Eruption in den Verlauf der triadischen Periode fällt und welche jetzt, z. T. mit Tuffen verknüpft, lagerartig zwischen die Sedimentgesteine eingeschaltet erscheinen, so der Raibler Felsitporphyr auf der oberen Grenze des Muschelkalkes der julischen und karnischen Alpen, ferner die Augitporphyre, Melaphyre und Diabasporphyrite nebst ihren Tuffen (Wengener Tuffschiefer, Pietra verde) zwischen den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten der Val Trompia, des Fassathales, der Seißer Alp, von St. Cassian und der Mendola.

Von stockförmigen Eruptivmassen gehören der Trias Südtirols an namentlich der Tonalit-Granitstock des Adamello, ferner diejenigen von Predazzo und vom Monzoni in Südtirol. Der Eruptivstock von Predazzo durchsetzt die Werfener Schichten, den Muschelkalk, die Buchensteiner und Wengener Schichten und ist ebenso wie sein Kontakt mit den letztgenannten triadischen Schichten durch die tiefen Erosionsthäler des Avisio und Travignolo ausgezeichnet aufgeschlossen. Seine innerste entblößte Kernmasse ist Turmalingranit, welcher mantelartig von Syenit umgeben wird. Dieser grenzt in der tieferen Partie des Stockes an die

Sedimentgesteine an und hat diese kontaktmetamorphisch verändert (siehe S. 292, hier auch die einschlägige Litteratur). Die höheren Teile des Stockes werden von Melaphyr und Augitporphyr eingenommen, welche auch in unzähligen Gängen sowohl in den genannten tieferen Massengesteinen, als auch in dem benachbarten Sedimentgebirge auftreten. Ihnen gesellen sich Gänge von Orthoklasporphyr zu. Die Kontaktflächen zwischen dem alten Eruptionskanale und dem durchbrochenen Sedimentgebirge konvergieren in der Regel gegen das Innere des Stockes, so dass dieser sich nach oben erweitert, über die Schichten übergreift und ungefähr trichterförmige Gestalt besitzt. Der weiter nordöstlich gelegene Eruptivstock des Monzoni besteht wesentlich aus Monzonit (Augit-Syenit), welcher von Gängen von Augitfels und Gabbro, sowie von Melaphyr und Orthoklasporphyr durchsetzt wird. Dieser Stock durchbricht ebenfalls die triadischen Schichten, welche sowohl an ihrer Begrenzungsfläche mit jenen, wie an den in der Eruptivmasse eingeschlossenen Fragmenten die S. 292 geschilderten Kontakterscheinungen aufweisen.

Verbreitung der alpinen Trias. Seit der genaueren Erforschung der Trias der Alpen hat man triadische Ablagerungen von einer überraschend ähnlichen Fazies, zum Teil mit einzelnen identischen Spezies in Spanien, auf den Balearen, in den Apenninen und auf Sizilien, im Bakonywalde, in den Karpathen, im Balkan, am Bogdo Berge in der Astrachanischen Steppe, in Turkestan, im Himalaya und in der Salt Range kennen gelernt. Die Trias des Himalaya (obere Gondwana-Schichten) weist eine geradezu überraschende Gleichartigkeit mit derjenigen der Alpen auf: zu unterst kohlenführende Sandsteine mit Voltzia heterophylla, lokal mit Myophoria costata u. a., — dann echter alpiner Muschelkalk, — darüber Kalke und Dolomite mit Megalodonten (Dachsteinkalk), — zu oberst das Rhät mit Cardium rhaeticum. Eine noch größere Ausdehnung erreichen derartige Trias-Ablagerungen in dem Ländergebiete, welches den pazifischen Ozean umkränzt, um sich von hier aus in die arktische Region fortzusetzen (arktisch-pazifische Triasprovinz*). Von Peru im Süden zieht sich diese, wenn auch vielfach unterbrochene Zone von alpinen Triasgebilden durch Columbia, Californien, Nevada, Idaho, Britisch Columbia bis nach Alaska, — auf der Westseite des pazifischen Ozeanes sind sie auf Neuseeland, Neucaledonien, Timor und Japan vorhanden, — die Ablagerungen an der Mündung des Olenek in Nordostsibirien und auf Spitzbergen deuten die Fortsetzung dieser alpinen Trias in die arktischen Regionen an. In allgemeinster Verbreitung sind in dieser pacifisch-arktischen Triasprovinz Schichten mit Daonella, Halobia und Pseudomonotis vertreten, außerdem in den Kalken der

*) E. v. Mojsisovics. Arktische Triasfaunen. Mém. Acad. imp. St. Pétersbourg. T. XXXIII. No. 6. 1886. u. T. XXXVI. No. 5. 1888.

Star-Peak-Stufe Californiens die Ammoniten-Gattungen Trachyceras, Arcestes u. Halorites sowie Orthoceras (Norischer Horizont), am Olenek Dinarites, Ceratites, Xenodiscus (Werfener Horizont), auf Spitzbergen Ceratites, Ptychites, Nautilus (Muschelkalk-Horizont) nachgewiesen worden.

Es zeigt sich somit, dass die alpine Fazies der Trias nicht, wie man anfänglich geglaubt, eine rätselhafte Lokalbildung sei, sondern vielmehr der eigentliche, wesentliche und normale Repräsentant der triadischen Meeresniederschläge, — die deutsche Trias hingegen nicht die typische und maßgebende, sondern nur eine lokale Fazies, eine Ufer-, Buchten- und Binnenmeerbildung ist. Alpine Trias und deutsche oder englische Trias verhalten sich demnach ungefähr zu einander wie Kohlenkalk und Kulm oder wie das echte Devon und der Old Red Sandstone.

Der Jura.

Allgemeinere Litteratur betreffend den Jura Deutschlands.

F. A. Römer. Die Versteinerungen des nordd. Oolithgebirges. Hannover 1836 und Nachtrag 1839.

Dunker und Koch. Beiträge zur Kenntnis des nordd. Oolithengebirges. 1837.

A. Oppel. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestl. Deutschlands. Stuttgart 1856—58.

Ferd. Römer. Die jurassische Weserkette. Berlin 1858.

Heinr. Credner. Gliederung der ob. Juraformation u. d. Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863; — Geognost. Karte der Umgegend von Hannover. Hannover 1865.

K. von Seebach. Der hannoversche Jura. Berlin 1864.

D. Brauns. Der untere Jura im nordwestl. Deutschland. Braunschweig 1871. — Der mittlere Jura. Kassel 1869. — Der obere Jura. Braunschweig 1874.

C. Struckmann. Der obere Jura in der Umgebung von Hannover. Hannover 1878, und Neue Beiträge hierzu in Dames u. Kayser. Paläont. Abh. Bd. I. S. 1. Berlin 1882. — Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 227. 1887. S. 32. — N. Jahrb. 1881. Bd. II. S. 77. — Jahresber. d. naturhist. Ges. Hannover 1879 u. 1880.

H. Römer. Geolog. Verh. d. Stadt Hildesheim. Berlin 1883.

B. Behrendsen. Die jurass. Ablag. v. Lechstedt b. Hildesheim. Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 1.

H. Dubbers. Der obere Jura d. Hilsmulde. Göttingen 1888.

A. Denckmann. Geog. Verh. d. Umgeg. v. Dornten nördl. v. Gos'ar. Abh. z. geol. Spezialk. Berlin 1887. Heft 2.

H. von Dechen. Geol. und paläont. Übersicht über die Rheinprovinz und Westfalen. Bonn 1884. S. 365.

H. Monke. Die Liasmulde von Herford i. Westf. Bonn 1889.

F. A. Quenstedt. Der Jura. Tubingen 1858.
O. Fraas. Geogn. Beschreibung von Wurttemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882. S. 70—149.
Th. Engel. Geogn. Wegweiser durch Württemberg. Stuttgart 1883.
W. Waagen. Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz 1864; — Versuch einer allgem. Klassifik. d. Schichten d. ob. Jura. 1865.
Fr. Jos. und Leop. Würtenberger. Der weiße Jura im Klettgau und angrenzenden Randengebirge. Karlsruhe 1866.
L. von Ammon. Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg u. Passau. Munchen 1875.
F. Schalch. Gliederung der Liasformation des Donau-Rheinzuges. N. Jahrb. 1880. I. S. 177.
E. W. Benecke und E. Cohen. Geognost. Beschreib. der Umgegend von Heidelberg. 1881. S. 467.
O. Schlippe. Die Fauna des Bathonien im oberrhein. Tieflande. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. 1887. Bd. IV. Heft 4. 1888.
E. W. Benecke. Geologie von Elsass-Lothringen. 1878. S. 61.
H. A. Röder. Beitr. zur Kenntn. des Terrain à Chailles im Ober-Elsass. Straßburg 1882.
R. Lepsius. Beitrag zur Kenntnis der Juraformation im Unter-Elsass. Leipzig 1875.
W. Branco. Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsass-Lothringen. Bd. II. H. 1. 1879.
L. v. Werwecke. Erl. z. geol. Übersichtskarte d. südl. Luxemburg 1887.
E. Schumacher, G. Steinmann und L. v. Werwecke. Erl. z. Übersichtskarto v. Deutsch. Lothringen. Straßburg 1887.

Mit dem Beginn der Juraperiode tritt uns eine neue Fauna von überraschendem Formenreichtum entgegen; eine Fülle von neuen Gestalten, weniger seltsam als in den paläozoischen Zeitaltern, aber im Vergleiche mit der Jetztwelt immer noch fremdartig genug, erscheint auf der Weltbühne. Die Belemniten stellen sich in Unzahl ein, Ammoniten erreichen eine allgemeine Verbreitung und eine enorme Entwickelung und übertreffen alle übrigen Bewohner des Meeres an Zahl der Individuen und an Mannigfaltigkeit ihrer Form und der Zierraten ihrer Gehäuse*). An Stelle der triadischen Ammoneen-Gattungen Ceratites, Pinacoceras, Trachyceras, Arcestes und Tropites treten jetzt neben Phylloceras und Lytoceras die neuen Genera Amaltheus, Arietites, Aegoceras, Harpoceras, später Oppelia, Harpoceras, Parkinsonia, Stephanoceras, Cosmoceras, Perisphinctes und Aspidoceras, in etwa 500 Arten. Die Korallen haben den Typus der Neuzeit angenommen und entfalten eine bedeutende riffbauende Thätigkeit, die Seeschwämme, die Seeigel und zahlreiche Molluskengeschlechter, namentlich Gastropoden (unter diesen die Nerineen und Strombiden), ferner die Trigonien, Pholado-

*) F. A. Quenstedt. Die Ammoniten d. schwäbischen Jura. Stuttgart. Bd. I, II, III. 1883—88.

myen und Diceraten, sowie die austerartigen Muscheln (Ostrea, Gryphaea, Exogyra), endlich die Brachiopoden-Gattungen Terebratula und Rhynchonella gewinnen eine außerordentliche Verbreitung und Häufigkeit. Auch die typischen langschwänzigen Dekapoden erscheinen zuerst in grösserer Zahl. Die Fische beschränken sich fast noch auf Ganoid- und Knorpelfische, während Teleostier, die große Masse der heutigen Fischwelt, im jurassischen Zeitalter nur durch die heringartigen Gattungen Leptolepis und Thrissops vertreten sind, deren Abdrücke oft in großer Anzahl die Schichtungsflächen des oberen Jura bedecken. Vor allen Tieren der damaligen Ozeane ragen zwei durch das Abenteuerliche ihrer Form, durch das Gigantische ihrer Größe hervor, zwei Saurier, Ichthyosaurus und Plesiosaurus, beide ihrem ganzen Habitus nach auf das Leben im Meere beschränkt.

Eine ähnliche Umgestaltung und Bereicherung wie die Fauna der Meere hat die der Kontinente erfahren. Wir sahen die unbedeutenden Anfänge einer Landfauna in dem silurischen Zeitalter erstehen. Die ersten und einzigen Repräsentanten der landbewohnenden Wirbeltiere waren im Karbon einige salamanderartige Amphibien, zu ihnen gesellen sich im Verlaufe der permischen Periode rhynchocephalenartige Reptilien und zu diesen im triadischen Zeitalter eine Anzahl Theromorpha (z. B. Dicynodon) und Sauropterygia (z. B. Nothosaurus) sowie höchst vereinzelte Spuren der ersten Säugetiere (Microlestes). In der Juraperiode gewinnen die Crocodilier (Teleosaurus, Geosaurus, Mystriosaurus), Flugsaurier und Dinosaurier, sowie Schildkröten eine große Verbreitung. Ihnen gesellt sich eine noch unbeträchtliche Zahl von warmblütigen Wirbeltieren und zwar ihrer beiden Klassen, der Vögel und Säugetiere, hinzu. Große paläontologische Bedeutung besitzen die Dinosaurier, Landreptilien mit langem Hals, mächtigem Schwanz, langen Hinterextremitäten, vielfach aufrechter Körperhaltung und z. T. mit ausgesprochenen Vogelmerkmalen. Bereits in der Trias vertreten (Zanclodon), erreichen sie im oberen Jura und zwar vorzüglich in dem der Rocky-Mountains eine große Mannigfaltigkeit und Häufigkeit mit den Geschlechtern Compsognathus, Megalosaurus, Brontosaurus, Stegosaurus, Cetiosaurus, Atlantosaurus u. a., von denen die beiden letzten eine Länge von nicht weniger als 15—30 m erlangen. Auch die Arthrozoen finden außer durch Krebse durch Libellen, Grillen und Käfer eine ziemlich mannigfaltige Vertretung. Zieht man nun noch in Betracht, dass bereits in der Jurazeit die Dickichte der Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten schon längst der Vorzeit angehören, dass statt ihrer echte Nadelhölzer, gemischt mit Cycadeen, die Wälder bilden, auf deren Boden Farnkräuter und Equiseten wuchern, dass also Gymnospermen die einfacher organisierten Kryptogamen des paläozoischen Zeitalters zurückgedrängt und das Maximum ihrer Entwickelung erreicht haben, so ist nicht zu verkennen,

dass sich die organische Welt auf eine höhere Stufe emporgeschwungen hat, als sie in den vorjurassischen Zeitaltern einnahm.

Die Schichtenreihe der jurassischen Formation besteht vorzugsweise aus Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen, Schieferthonen und plastischen Thonen, mit welchen nicht selten mächtige Dolomite wechsellagern; diese sind es, welche die grotesken Fels- und Höhlenbildungen der jurassischen Gebiete in Hannover und Braunschweig, sowie in der französischen Schweiz und Schwabens bedingen. Oolithe sind namentlich in den mittleren und oberen Niveaus des Jurasystemes so gewöhnlich, dass man die ganze Formation nach ihnen »Oolithenformation« benannte. Ihren jetzt gebräuchlichen Namen hat dieselbe vom Juragebirge erhalten, an dessen Zusammensetzung sie den Hauptanteil nimmt. Konglomerate und Breccien sind zu den selteneren jurassischen Vorkommnissen zu rechnen, während vulkanische Tuffe und Zwischenlager von eruptivem Ursprung dem zentraleuropäischen Jura ganz fremd sind. In nur wenigen seiner Verbreitungsgebiete ist der Jura von bedeutenderen Faltungen und Stauchungen betroffen worden (so in den Alpen, im Juragebirge und am Nordrande des Harzes), meistenteils ist seine Lagerungsform die ursprüngliche geblieben, wenn auch seine Schichten nicht selten von Spalten durchzogen und auf diesen gegen einander verworfen werden.

Die bis 1000 m mächtige Schichtenreihe des Jura zerfällt nach den Umgestaltungen, welche die damaligen Faunen und Floren erlitten haben, also nach der Verschiedenartigkeit des paläontologischen Habitus der einzelnen auf einander folgenden, die Juraformation aufbauenden Schichtenkomplexe in zahlreiche Stufen, welche man in drei Hauptabteilungen zusammenfasst. Diese sind

3. der weiße oder obere Jura oder Malm,
2. der braune oder mittlere Jura oder Dogger,
1. der schwarze oder untere Jura oder Lias.

1. Der Lias.

Petrographischer Charakter. Unter den Gesteinen, welche die selten mehr als 100 m mächtige Schichtenreihe des Lias zusammensetzen, walten Schieferthone, Sandsteine, Kalksteine, Mergel und Thone bei weitem vor, namentlich spielen graue, braune oder schwarze, meist bituminöse Thone und Schieferthone nicht nur durch ihre bedeutende Mächtigkeit, sondern auch als Muttergestein außerordentlich deutlich erhaltener organischer Reste eine wichtige Rolle. Aus ihnen entwickeln sich sehr gewöhnlich dunkelgraue bis schwarze, kalkreiche und bituminöse, mehr oder wenige dünnschieferige und versteinerungsreiche Mergelschiefer, deren Bitumengehalt oft so

überhand nimmt, dass sie in förmliche Brandschiefer übergehen. Zu einer bedeutenden Entwickelung gelangen ferner dünnschichtige, dunkele, ebenfalls bituminöse und stark thonige Kalksteine, die zum Teil außerordentlich reich an organischen Überresten sind, so dass manche Schichten fast allein aus solchen zusammengesetzt erscheinen (Gryphiten- oder Arcuatenkalk, Ammonitenkalk, Monotiskalke). Sandsteine, zum großen Teil sehr körnig, oft glimmerreich und dann dünnplattig, von gelblichgrauer Farbe, stellen sich namentlich an der Basis der Liasformation ein, ohne jedoch aus den übrigen Niveaus des Lias vollständig ausgeschlossen zu sein. Mit ihnen sind in einigen Gegenden Steinkohlenablagerungen verknüpft, so bei Kammin an der Odermündung, im Pechgraben bei Weyer in Österreich, am kaspi-

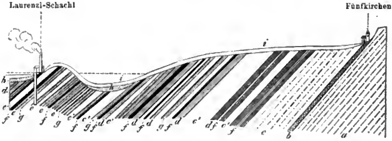


Fig. 367. Profil durch die liasische Steinkohlenablagerung von Fünfkirchen. Nach *Fötterle*.

a Muschelkalk.
b triadische Kalkschiefer.
c rhätischer Sandstein (flötzleer).

c' Sandstein
d Schieferthon
e Kohlenschiefer
f Kohlenflötze
g Eisensteinflötze
} Lias.

h Diluviallehm.
i Dammerde.

schen Meer, in Persien und China. Bei Fünfkirchen in Ungarn treten 25 abbauwürdige Flötze mit einer Gesamtmächtigkeit von 26 m auf (siehe Fig 367). Eine gewisse technische Wichtigkeit, wenn auch nur eine untergeordnete Bedeutung als Glieder der Liasformation, besitzen Einlagerungen von oolithischem Eisenerze und Sphärosiderit*). Während letzterer in Gestalt oft dicht an einander gedrängter Nieren und Knollen im Schieferthone vorkommt, bilden erstere gewöhnlich regelmäßige und stetige Flötze, welche teils zwischen dem Sandstein, teils zwischen den Schieferthonen der Formation auftreten. Derartige versteinerungsführende Flötze von oolithischem Eisenstein werden z. B. am Kahleberge bei Echte, bei Helmstädt, bei Harzburg, am Luhdener Berge bei Rinteln u. a. O. abgebaut. Im Teutoburger Walde, und zwar im Kreise Bielefeld, Paderborn und Warburg, kommen in 50 über einander liegenden Horizonten Sphärosideritnieren, ferner

*) J. Haniel. Über d. Auftreten u. d. Verbreit. des Eisensteins im Jura Deutschlands. Z. d. D. geol. Ges. Bd. XXVI. 1874. S. 59.

zwei zusammen 2,20 m mächtige Sphärosideritlager und endlich drei Flötze von oolithischem Eisenerz vor, letztere 7,53 m mächtig. — Recht eigentümliche Gebilde sind die dünnen Schichten von Tutenmergel (Nagelkalk), welche z. B. am Harzrande bei Goslar und in Württemberg sehr häufig im Lias vorkommen.

Lagerungsverhältnisse. Die architektonischen Verhältnisse der Liasformation sind fast durchgängig höchst einfacher Natur. Wie ein weiter, dunkeler Teppich dehnt sie sich, freilich durch Erosion in zahlreiche isolierte Partieen zerschnitten, innerhalb ihrer Verbreitungsgebiete aus und umsäumt in flachen Terrassen die noch beschänkteren Areale der jüngeren jurassischen Gebilde, die sich über die Ebene des Lias erheben. Die Lage der Schichten ist mäßig geneigt, sehr häufig, namentlich im nordwestlichen Deutschland, eine flach muldenförmige, so dass sich das Ausgehende der Muldenflügel an die langgezogenen triadischen Rücken anlegt, während das Innere der Mulden durch den oberen Jura und die Kreide ausgefüllt ist. Nur in den Alpen und in dem Schweizer Jura kommen starke Aufrichtungen und Biegungen, am nördlichen Harzrande und im Teutoburger Walde sogar vollständige Überkippungen, bei Eisenach und Arnstadt bis ins Kleinste gehende Zerstückelungen vor. Mit dem obersten Gliede der Trias ist der Lias auf das innigste verknüpft und ebenso ist seine Überlagerung durch den braunen Jura eine vollkommen gleichförmige.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie in allen marinen Bildungen, so spielen auch im Lias P f l a n z e n r e s t e nur eine untergeordnete Rolle. Neben einigen in den Liasschiefern recht häufigen F u c o i d e n (z. B. Chondrites Bollensis Kr. und Sphaerococcites granulatus Bronn) sind die in der ganzen jurassischen Formationsgruppe so wichtigen C y c a d e e n auch im Lias und zwar vorzugsweise durch die Gattungen Zamites, Podozamites, Pterophyllum, freilich meist durch in das Meer eingeschwemmte Exemplare vertreten. Auch verkalkte und verkohlte C o n i f e r e n h ö l z e r, sowie vereinzelte Coniferenzweige (Araucarites peregrinus), sind von verschiedenen Lokalitäten bekannt. Nur im Lias der Alpen und Karpathen stellen sich Schichten mit reichlichen Pflanzenresten ein, welche letztere sich sogar zu Kohlenflötzchen anspeichern können (Grestener Schichten, Rotzo-Schichten).

In schroffem Gegensatze zu dieser Armut an vegetabilischen Resten birgt die Schichtenreihe des Lias eine außerordentlich mannigfaltige, formen- und individuenreiche M e e r e s f a u n a, deren Hauptvertreter den Crinoideen, Mollusken und Reptilien angehören. Unter den Crinoideen erlangt das Geschlecht P e n t a c r i n u s eine außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung; unter den Brachiopoden zeichnen sich die Genera T e r e b r a t u l a und R h y n c h o n e l l a durch die große Menge ihrer Individuen aus, auch S p i r i f e r und L e p t a e n a sind noch vertreten. Von den Zweischalern sind G r y p h a e a, P e c t e n, L i m a, A v i c u l a, M y t i l u s, T r i g o n i a, P h o l a-

domya und Astarte die wichtigsten, am reichhaltigsten aber von allen liasischen Molluskenabteilungen sind die Ammoneen und Belemniten entwickelt und erlangen einerseits durch die große Anzahl ihrer Spezies und die zuweilen enorme Menge ihrer Individuen, andererseits durch das Gebundensein gewisser charakteristischer Arten an ganz bestimmte Horizonte eine außerordentliche Bedeutung für diese Formation. In ihr sind namentlich die Ammonitengattungen Arietites, Harpoceras, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras vertreten. Außerdem erhält der paläontologische Habitus des Lias durch die zahlreichen und weit verbreiteten Reste von Ichthyosaurus*) und Plesiosaurus, riesigen Meeressauriern, ein ganz eigentümliches Gepräge. Ihre bikonkaven fischähnlichen Wirbel, ihre flossenartigen Ruderfinnen weisen darauf hin, dass das Meer ihr Element bildete, ihre Krokodilzähne, dass sie gefräßige Raubtiere waren, der Inhalt ihres Magens und die Bestandteile ihrer Exkremente (Koprolithen), dass ihre Nahrung aus Fischen, Reptilien und Tintenfischen bestand. Diese versteinerten Exkremente zeigen stets mehr oder weniger deutliche Spiralfurchen, welche von einer spiraligen, an der Innenseite des Dickdarmes hinlaufenden Falte herrühren, wie sie heute beim Hai und Stör

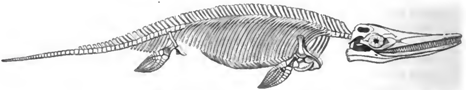


Fig. 368. Ichthyosaurus communis Conyb.

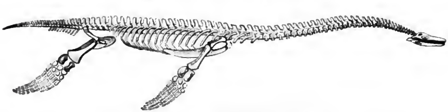


Fig. 369. Plesiosaurus dolichodeirus Conyb.

vorhanden ist. Ihr enorm großes Auge war von einem gegliederten Knochenringe umgeben, ihr Körper war nackt und erreichte 10 ja 13 m Länge. Die Brustknochen sind außerordentlich massig und stark entwickelt und die Rippen sind durch Bauchrippen förmlich zu einem geschlossenen Korbe verbunden. Ichthyosaurus (Fig. 368) besaß delphinähnliche Gestalt, einen großen Kopf

*) E. Fraas. Die Ichthyosaurier der süddeutschen Trias- und Juraablagerungen. Tübingen 1891.

auf kurzem Halse, einen langen Schwanz und Ruderfinnen aus einem Mosaikpflaster von polygonalen Knochentafeln — Plesiosaurus (Fig. 369) einen kleinen Kopf an langem, schlangenartigem Halse (mit 20 bis 40 Wirbeln), einen kurzen Schwanz, und Ruderfüße mit 5 Fingern von Röhrenknochen. Die Hauptfundorte dieser beiden gewaltigen Meeressaurier sind Lyme Regis in England, Boll und Holzmaden in Württemberg und Banz bei Bamberg.

Einen auffallenden Gegensatz zu den nackten, ausschließlich auf das Meer angewiesenen Sauriern bilden die auch zur Bewegung auf dem Lande organisierten gavialähnlichen Saurier mit schlanker, schmaler Schnauze und dicken viereckigen Knochenschildern. Hierher gehören namentlich Teleosaurus, Mystriosaurus, Pelagosaurus und Macrospondylus z. B. aus den Schiefern von Boll.

Die übrigen Abteilungen des Tierreiches spielen in der Fauna des Lias eine weniger charakteristische Rolle. Foraminiferen, Schwämme und Korallen sind verhältnismäßig selten; von Gastropoden gewinnen nur einzelne Spezies der Geschlechter Turbo, Trochus, Pleurotomaria eine nicht unbedeutende Verbreitung; Insektenreste (Käfer, Orthopteren, Neuropteren und Hemipteren) sind aus Mecklenburg, Gloucestershire und Aargau bekannt geworden. An Fischen sind namentlich die oberen Horizonte des Lias von England und Schwaben reich, in denen sowohl einzelne glänzende Schuppen, wie außerordentlich schön erhaltene Exemplare homocerkaler Ganoiden (Lepidotus gigas Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Dapedius pholidotus Ag.) vorkommen. Eine größere Verbreitung besitzen die Flossenstacheln und Zähne von Knorpelfischen (Hybodus, Acrodus) im Lias.

Allgemeine Gliederung des Lias. In allen ihren Verbreitungsgebieten zerfällt die Schichtenreihe des Lias in eine Anzahl Stufen, welche der Umgestaltung der liasischen Faunen entsprechen und sich demnach durch gewisse Verschiedenartigkeiten ihrer Versteinerungsführung auszeichnen. Diese zahlreichen Stufen, die als das Resultat lokaler Einflüsse natürlich keine ganz allgemeine Geltung besitzen, jedoch im nachfolgenden Abschnitte (S. 574 u. f.) aufgeführt sind, lassen sich in drei überall zu unterscheidende Abteilungen zusammenfassen, welche man als unteren, mittleren und oberen Lias bezeichnet.

a. Der untere Lias.

Harte schwarze Kalke, fette Thone, selten mit oolithischen Eisenerzen, sowie z. B. in Franken gelbe Sandsteine.

Die Kalksteine sind zum Teil ganz angefüllt von Gryphaea arcuata Lam. (Fig. 373), sowie von Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow. (= Amm. psilonotus Qu. (Fig. 377), Amm. (Arietites) Bucklandi Sow. (Fig. 375), Amm. (Schlotheimia) angulatus Schloth. (Fig. 376), Amm. (Arietites) raricostatus Ziet. Als fernere weitverbreitete ausgezeichnete Leitfossilien des unteren Lias sind anzuführen: Lima gigantea Sow. (Fig 372), Cardinia concinna Ag.,



Fig. 370. Pentacrinus scalaris Mill.

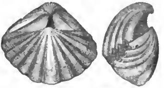


Fig. 371. Spiriferina Walcotti Sow.



Fig. 372. Lima gigantea Sow.

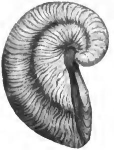


Fig. 373.
Gryphaea arcuata Lam.

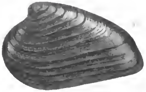


Fig. 374.
Cardina hybrida Ag.

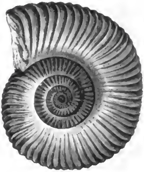


Fig. 376.
Ammonites (Schloenbachia) angulatus Schl.

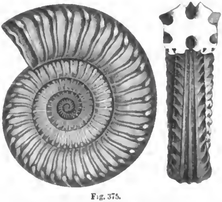


Fig. 375.
Ammonites (Arietites) Bucklandi Sow.

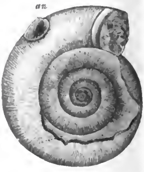


Fig. 377.
Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow.
an = Anaptychus.

Fig. 370—377. **Leitfossilien des unteren Lias.**

Card. hybrida Ag. (Fig. 374), Spiriferina Walcotti Sow. (Fig. 371), Pentacrinus scalaris Mill. (Fig. 370), Pentacrinus Briareus Mill. Im oberen Teile des unteren Lias treten in England bituminöse Schiefer mit zahlreichen Fischen und Ichthyosauren, namentlich aber mit Plesiosauren auf (Lyme Regis).

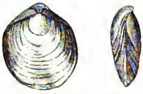


Fig. 378. Terebratula numismalis Lam.



Fig. 381. Ammonites (Amaltheus) margaritatus Brug.



Fig. 379. Gryphaea cymbium Lam.



Fig. 380. Belemnites paxillosus Schloth.



Fig. 382. Ammonites (Lytoceras) fimbriatus Sow.



Fig. 383. Ammonites (Aegoceras) capricornus Schloth.

Fig. 378—383. **Leitfossilien des mittleren Lias.**

b. Der mittlere Lias.

Graue Kalkmergel und Kalksteine, oolithische Kalke und Eisensteine*), dunkelblaue plastische Thone mit Sphärosideritnieren und Kalkgeoden. Aus der großen Anzahl der organischen Reste, welche diese Schichten führen, sind als Leitfossilien des mittleren Lias hervorzuheben: Ammonites (Aegoceras capricornus Schloth. (Fig. 383), Amm. costatus Schloth., Amm. (Lytoceras) fimbriatus Sow. (Fig. 382), Amm. amaltheus Schloth. (=*Amaltheus margaritatus Brug. Fig. 381), Belemnites paxillosus Schloth. (Fig. 380), Gryphaea cymbium Lam. (Fig 379), Terebratula numismalis Lam. (Fig. 378), Rhynchonella rimosa Buch, Spirifer rostratus Schloth., Pentacrinus basaltiformis Mill.

c. Der obere Lias.

Zu unterst dünnschieferige, bituminöse Schieferthone, von zum Teil so ansehnlichem Ölgehalte, dass dasselbe gewonnen wird, überlagert von dünnplattigen Stinkkalken voll Monotis substriata Münst., sowie von grauen Mergelkalken. Gewisse Lager der ersteren sind von den dünnen, konzentrisch runzeligen Schalen der Posidonia Bronni Voltz (Fig. 385) ganz erfüllt, wonach der ganze Komplex als Posidonienschiefer bezeichnet wird. In ihnen ist der große Reichtum an Überresten von Fischen und Sauriern niedergelegt, durch welchen sich namentlich Boll in Schwaben und Banz in Franken auszeichnen. Hier birgt dieser Horizont die wohlerhaltenen Skelette von Ichthyosaurus und Teleosaurus, die Schuppen, Zähne und Flossenstachel von Ptycholepis, Hybodus, die Schulpe und Tintenbeutel von Loligo, die Kronen von Pentacrinus briaroides (Fig. 384) in sonst kaum gekannter Vollständigkeit. Von ihm fanden sich auf einer einzigen Platte von 8 m Länge und 5,3 m Breite 24 zu einem mäandrisch gewundenen Bündel gruppierte Stiele, deren Enden über 4 m lang frei liegen und weit ausgebreitete Kronen tragen. Zahlreiche Ammoniten und zwar Ammonites (Harpoceras) serpentinus Rein., Amm. (Stephanoceras) communis Sow., Amm. (Harpoceras) lythensis Young sind zu Papierdünne zusammengedrückt, andere in mehr mergeligen Schichten vorkommende, so Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug. (= Walcotti Sow.) (Fig. 387), Amm. (Phylloceras) heterophyllus (Fig. 388) pflegen ihre ursprüngliche Gestalt beibehalten zu haben. Neben ihnen zeichnen sich die leicht kenntlichen Ammonites (Lytoceras) jurensis Ziet., Belemnites digitalis Blainv. (Fig. 386) und Bel. acuarius Schloth. durch ihre Häufigkeit aus. Dahingegen muss der Mangel an sonst so überaus gewöhnlichen Terebrateln und Rhynchonellen auffallen.

Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen. Als erläuternde Beispiele der Gliederung des deutschen Lias mögen an dieser Stelle kurze

*) U. Schloenbach. Z. d. D. geol. Ges. 1863. S. 465.



Fig. 384. Pentacrinus briaroides Quenst.

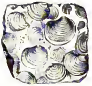


Fig. 385. Posidonomya Bronni Voltz.



Fig. 386. Belemnites digitalis Blainv.

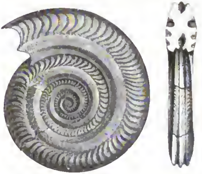


Fig. 387. Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug.

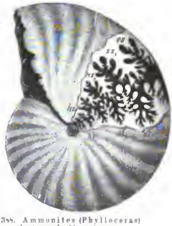


Fig. 388. Ammonites (Phylloceras) heterophyllus Sow.

Fig. 384—388. **Leitfossilien des oberen Lias.**

Beschreibungen seiner Ausbildungsweise in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen Platz finden.

Der Lias in **Schwaben** wird nach Quenstedt gegliedert wie folgt:

III. Oberer Lias.

Lias ζ.

Jurensismergel, durchschnittliche Mächtigkeit 4 m. Lichtgraue Kalkmergel mit grauen Mergelkalken.

Zu oberst Zone des Amm. Aalensis mit Amm. Aalensis Ziet., Amm. hircinus Schl., Belem. brevirostris d'Orb., B. quadricanaliculatus Qu., B. tricanalicatus Qu., Thecocyathus tintinnabulum Gf., Cidaris jurensis Qu., Pentacrinus jurensis Qu. etc.

In der Mitte Zone des Amm. jurensis mit Amm. jurensis Ziet., Amm. serrodens Qu., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Nautilus lineatus Ziet., Pleurotomaria jurensis Qu., Lima jurensis Qu., Inoceramus gryphoides Schl., Hinnites etc.

Zu unterst Zone des Amm. radians mit Amm. radians Schl., Amm. Thouarsense d'Orb., Amm. bifrons Brug., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu. etc.

Vielfach sind die Fossilien dieser Stufe mit Bryozoen und Serpulen besetzt.

Lias ε, durchschnittliche Mächtigkeit 10 m.

3. Contrariusschichten. Zu oberst Lager des Chondrites Bollensis Qu. Graue, selten dunkele bituminöse Mergelschiefer und Mergel mit schwachen Mergelkalkbänken. Häufige Vorkommnisse sind: Pecten (Arnusium) contrarius Buch, Aulacomya Bronni Gf., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. fibulatus Sow. (= Bollensis Ziet.), Amm. serpentinus Ziet., Amm. crassus Phil., Amm. bifrons Brug., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu., B. tripartitus Schl., B. acuarius Qu. und Seetanglager.

2. Haupthorizont der Posidonomya Bronni (Posidonienschiefer). Zu oberst Lager der Pseudomonotis substriata.

Bituminöse Schieferthone und Mergelschiefer mit Bänken von bituminosem Mergelkalk.

Charakteristische Fossilien sind: Posidonomya Bronni Gf., Pseudomonotis substriata Munst., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. communis Sow., Amm. Lythensis Young, Amm. fimbriatus Sow., Amm. heterophyllus Sow., Belem. acuarius Qu., Geoteuthis Bollensis Ziet., Beloteuthis Schubleri Qu., Pentacr. Briareus Park. und Pentacrinus subangularis Mill.

Außerdem finden sich von Reptilien: Ichthyosaurus longirostris Jäg., Plesiosaurus suevicus Qu. (selten), Pterodactylus Banthenensis Theod. (sehr selten) und Teleosaurus Bollensis Cuv., ferner von Fischen: Pleurolepis pholidotus Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Leptolepis Bronni Ag. etc. — Tange, lokal Treibhölzer.

1. Schichten mit Phymatoderma granulatum Schl. Zu unterst das Lager d. Cidaris crinifera. Blaugraue, mehr oder weniger bituminöse Mergelschiefer, welche lokal in Mergelkalke übergehen, mit Phymatoderma (Algacites) granulatum Schl., Plicatula spinosa Sow., Rhynch. amalthei Qu.,

Spiriferina villosa Qu., Ostracoden, Amm. communis Sow., Belem. paxillosus Voltz, Geoteuthis Bollensis Ziet., Cidaris crinifera Qu. und Ichthyosaurusresten.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ.

Amaltheenthone, 10 m mächtig, fette Thone reich an Schwefelkieskonkretionen und verkiesten Ammonites amaltheus Schloth., sowie viel Pentacr. basaltiformis Mill., Belemnites paxillosus Schloth., Belem. acuarius Qu., darüber mergelige Kalke mit Ammonites costatus Schloth., Rhynchonella quinqueplicata Ziet., Belem. paxillosus Schloth.

Lias γ, 15 bis 20 m mächtig.

Spiriferenbank, harte Kalke mit Spir. verrucosus, rotfleckige Kalkmergel mit Rhynch. rimosa, Terebr. numismalis (Numismalenmergel, Pentacrinus basaltiformis, letztere eine Bank bildend, darüber dunkelgefleckte Kalkbänke voll Ammonites Davoei Sow. Außerdem mit Amm. Jamesoni Sow., Amm. fimbriatus Sow., Amm. ibex Qu., Amm. striatus Rein., Gryph. cymbium Goldf., Turbo, Trochus, Pleurotomaria.

I. Unterer Lias, 30—35 m mächtig.

Lias β, 10 m mächtig.

Schwärzliche Thone und Schiefertbone mit tiefgrauen, dichten Kalksteinen. Zu oberst Zone des Amm. raricostatus, in der Mitte Zone des Amm. oxynotus, zu unterst Zone des Amm. obtusus. Außerdem mit Amm. ziphus Ziet., Amm. planicosta Sow., Amm. globosus Ziet., Lima gigantea Sow., Gryph. obliqua Qu., Rhynch. Oxynoti Qu., Pentacr. scalaris Qu., Cid. minuta Wr., Ostracoden.

Lias α.

3. Arietenschichten (Bucklandischichten). Kalksteine, zum Teil feinkörnig, marmorartig, voll Gryphaea arcuata Lam., sowie viel arieten Ammoniten, so Amm. Bucklandi Sow., Amm. spiratissimus Qu., Amm. Conybeari Sow., zu oberst mit einer Pentacrinitenbank aus Gliedern von Pentacrinus tuberculatus Mill. bestehend. Zugleich zeigen sich die ersten Belemniten. Häufig und charakteristisch sind ferner Spiriferina Walcotti Sow. und Lima gigantea. Verknüpft mit der Pentacrinitenbank treten endlich Ölschiefer mit Krebsen, Fischen und Ichthyosaurus auf.

2. Angulatenschichten oder Malmstein, weicher Bausandstein, bis 7 m mächtig, mit Cardinien-(Thalassiten-)Zonen, und mit Ammonites angulatus Schloth. Darauf liegen 3 bis 4 m thonige Sandplatten, mit der Turritellenplatte voll Turritella nucleata.

1. Psilonotenschichten (Planorbisschichten), beginnend mit einer 0,5 m mächtigen Bank bituminösen Kalksteines, darauf 1 bis 2 m mächtige Thone und schließlich wieder Kalke von 4 bis 5 m Mächtigkeit. Sehr reich an Ammonites psilonotus Quenst. (= A. planorbis Sow.).

Der Lias des **nordwestlichen Deutschlands** wird von v. Seebach in folgende 9 Schichtenabteilungen zerlegt:

III. Oberer Lias.

9. Schichten des Ammonites jurensis, graue Mergelthone mit Amm. jurensis, Amm. insignis, Amm. dispansus, Amm. striatulus bei Fallersleben, Goslar,

Hildesheim, Porta. Unmittelbar darüber lagern die dunkelen Schieferthone des Doggers.

8. Posidonienschichten, bituminöser Schieferthon, 25 m mächtig, mit Amm. Lythensis, Amm. borealis, Amm. communis, Inoc. amygdaloides, Avic. substriata, Discina papyracea, bei Hildesheim (Zwerglöcher), Fallersleben, Goslar, Salzhemmendorf, Herford.

II. Mittlerer Lias.

7. Amaltheenthone mit Amm. amaltheus, Amm. spinatus, Belem. compressus, Gresslya ventricosa, Inoceramus substriatus, bei Helmstedt, Schöppenstedt, Osterfeld, Haverlahwiese, Gandersheim, Northeim, Eisenach, Rennberg, Rheine.

6. Schichten des Ammonites capricornus, hellfarbige Mergel und Kalkbänke mit Amm. capricornus, Avicula cygnipes, Amm. curvicornis, bei Walbeck, Schöppenstedt, Goslar, Göttingen.

5. Schichten des Ammonites brevispina, dunkele Thone oder oolithische, eisenreiche Mergel mit Amm. brevispina, Amm. binotatus, Amm. Jamesoni, Rhynch. furcillata, Ter. numismalis, Spir. rostratus, bei Herford und Salzgitter als Thone, bei Markoldendorf und Schöppenstedt als Eisenoolithe.

I. Unterer Lias.

4. Schichten mit Ammonites planicosta, Thone mit Amm. planicosta, Amm. ziphus bei Falkenhagen, Herford, Lühnde, Goslar, Harzburg.

3. Arietenschichten, blaugraue Thone mit Ammonites Bucklandi, Ammonites Conybeari, Lima gigantea, Gryphaea arcuata, bei Wellersen, Helmstedt, Neustadt bei Harzburg, Eisenach.

2. Angulatenschichten, dunkle Schieferthone mit Ammonites angulatus, Unicardium cardioides, bei Helmstedt, Seinstedt, Halberstadt, Quedlinburg, Neuenheerse.

1. Psilonotenschichten, dunkle Schieferthone mit Sandsteinplatten mit Amm. planorbis, Amm. Johnstoni, bei Harzburg, Salzgitter, Ammelsen, Hildesheim.

Der Lias **Deutsch-Lothringens** gliedert sich wie folgt*):

III. Oberer Lias.

Lias ζ, 10—15 m.

2. Schichten mit Belemnites irregularis und acuarius.
1. Mergelbank mit Ammonites crassus und variabilis.

Lias ε, 2—4 m.

2. Thone mit Kalkkonkretionen und Ammonites bifrons und Avicula substriata.
1. Posidonienschiefer.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ, 70—80 m.

3. Schichten des Ammonites spinatus (= costatus).
2. Ovoidenmergel, Thone mit eisenhaltigen Kalkkonkretionen (= Ovoiden).
1. Blättermergel mit Belem. paxillosus, Belem. compressus, Ammonites margaritatus.

Lias γ, bräunliche oder bläuliche fleckige Kalke, 2—3 m.

2. Schichten des Ammonites Davoei.

---

*) Nach G. Steinmann. Geol. Führer der Umgegend v. Metz. Metz 1882. S. 13. u. 25.

1. Schichten des Ammonites Taylori und der Terebratula numismalis.

1. **Unterer Lias.**

Lias β, Thone, fossilarm. 15—20 m.

Lias α, blauschwarze und graue Kalkbänke mit thonigen Zwischenlagen, 40 m.

4. Schichten des Belemnites acutus und Pentacrinus tuberculatus.
3. Schichten des Ammonites Bucklandi.
2. Schichten des Ammonites angulatus.
1. Schichten des Ammonites planorbis.

Lias der Alpen *). Der Lias erscheint in den Alpen in 4 verschiedenen Fazies, die sich wechselweise bald zum Teil, bald ganz und gar vertreten:

1. Adnether Schichten (rote Ammonitenkalke), rötliche, wohlgeschichtete Kalksteine mit einer außerordentlich reichen Ammonitenfauna (namentlich Arietites und Harpoceras, sowie Phylloceras und Lytoceras), welche den gesamten Lias repräsentieren und konkordant den Kößener Schichten der nordöstlichen und lombardischen Alpen auflagern. An ihrer Basis lokal die gelblich gefärbten Enzesfelder Schichten.

2. Hierlatz-Schichten, dickbankige Kalksteine, marmorartig weiß und rot geflammt, z. T. Crinoidenkalke. Brachiopoden, Gastropoden und Pelecypoden walten vor (Salzburg, österreich. Voralpen). Repräsentanten des unteren und mittleren Lias. In den Sudalpen (St. Cassian) mit der mittelliasischen »Zone der Terebratula Aspasia« (Neumayr).

3. Allgäu-Schichten = Liasfleckenmergel, graue Mergelschiefer mit vorwaltenden Ammoniten, welche bald den ganzen Lias, bald nur dessen höhere Stufen repräsentieren. In letzterem Falle lagern sie auf Adnether, Hierlatz- oder Gresteuer Schichten auf (bayerische Alpen, tiroler Alpen, österreich. Voralpen).

4. Grestener Schichten, Sandsteine, Mergel und Schieferthone mit Steinkohlenflötzen und Landpflanzen. Sonst walten Brachiopoden und Pelecypoden vor (österreich. Voralpen).

5. Kalksteine von Rotzo, graue mergelige Kalke, Oolithe, Dolomite und Schieferthone mit einer artenreichen Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, ferner mit Harpoceras radians, Terebratula Rozzoana u. a. In Südtirol und den lombardischen Alpen**).

2. Der Dogger oder braune Jura.

Der **petrographische Charakter** des Doggers ist zwar ein außerordentlich mannigfaltiger und wechselnder, doch spielen Sandsteine, Thone, Mergel und Kalksteine die wesentlichste Rolle bei der Zusammensetzung seiner durchschnittlich 400 m mächtigen Schichtenreihe. Die Sandsteine

*) M. Neumayr. Unterster Lias i. d. Nordalpen. Abh. d. k. k. R. 1879. Heft 5. — A. Rothpletz. Vilser Alpen. Palaeontogr. XXXIII. Kassel 1886.

**) Vergl. R. Lepsius. Das westl. Südtirol. 1878. S. 118, und M. Neumayr. N. Jahrb. 1881. Bd. I. S. 207 (mit vollständiger Litteratur).

sind meist feinkörnig und weich, besitzen hell- bis dunkelbraune Farben, eröffnen sehr häufig die Doggerformation und bilden oftmals die ganze untere Hälfte derselben fast ausschließlich. Andere Zonen des braunen Jura bestehen aus zähen, fetten Thonen, Mergeln und Schieferthonen von grauer bis schwarzer Farbe. Wie in einigen Ländern Sandsteine und Thone, so erscheinen in anderen Verbreitungsgebieten des Doggers bald oolithische, bald dichte reine oder thonige, weiße oder dunkelfarbige Kalksteine als dessen vorwaltendes Material. Namentlich bilden Oolithe mächtige Ablagerungen, welche sich vom mittleren England aus durch Frankreich bis in die Schweiz verfolgen lassen. Recht charakteristische und häufige Erscheinungen sind in der Schichtenreihe des braunen Jura durch Eisenoxydhydrat braun gefärbte Oolithe, die sogenannten Eisenoolithe. Sie dürfen nicht verwechselt werden mit den oolithischen Eisenerzen, welche sich in der ganzen Doggerformation so konstant wiederholen, dass sie einen hervorstehenden Charakterzug derselben bilden. Sie treten in zum Teil sehr bedeutender Mächtigkeit als Nester und Lager zwischen Thonen und Schieferthonen auf und sind dann das Objekt manches ausgedehnten Bergbaues geworden. In dem braunen Jurasandstein Württembergs kennt man bei Aaalen fünf Flötze, deren unterstes und zugleich bedeutendstes 2,3 m mächtig ist. Eine noch größere Wichtigkeit erreichen dieselben in Lothringen und Luxemburg. Auch bauwürdige Lager, noch häufiger aber lagenweise an einander gereihte Nieren von Thoneisenstein umfasst der braune Jura. Am großartigsten ist dies in Oberschlesien der Fall, wo dergleichen Erzlagerstätten in einer etwas über 30 m mächtigen Schichtenreihe (Zone des Amm. Parkinsoni) von dunkelen Thonen auftreten und sich über einen Raum von mehreren Quadratmeilen verbreiten. In der Regel liegen dort 3 bis 6, nur durch dünne Lettenmittel getrennte Eisensteinflötze über einander. In größerer Häufigkeit finden sich (so im nordwestlichen Deutschland) Geoden, aus mehr oder weniger eisenreichem thonigen Kalksteine bestehend, in Schnüren zwischen den Schieferthonen des Doggers. Sehr gewöhnlich ist auch das Vorkommen von Schwefelkies, welcher vorzüglich in dieser Formationsgruppe das Versteinerungsmittel der Ammoniten und anderer organischer Reste bildet und auf diese Weise, sowie in knolligen Konkretionen manche Schichten des Doggers anfüllt. Nicht selten findet sich endlich in einzelnen Lagen des Schieferthones Gypsspat in größeren, regelmäßigen Krystallindividuen eingeschlossen (Oxford, am Hils, in der Wesergegend), während Gypsstöcke und mächtige Gypseinlagerungen im Dogger nicht bekannt sind.

Die **Lagerungsverhältnisse** des Doggers sind ganz ähnlich wie die des Lias fast durchgängig sehr einfacher und einförmiger Natur. In manchen Verbreitungsgebieten dieser Formation liegen ihre Schichten, wenn auch wie in Oberschlesien 2 bis 300 m über dem Meeresspiegel, doch vollkommen

horizontal; in anderen Distrikten sind sie schwach geneigt und bilden flache Mulden innerhalb derer des Lias, oder haben wie in Norddeutschland weitläufige, flach wellenförmige Faltungen erlitten. Nur ausnahmsweise haben sie größere Störungen erfahren, so bei Goslar, wo sie vollständig überkippt sind, so im schweizer Jura (siehe Fig. 389), wo die obere Trias, der Lias, der Dogger und obere Jura eine Anzahl paralleler, auf ihrer obersten Wölbung geborstener Falten bilden, deren beide äußerste eine totale Überkippung erfahren haben, so dass weißer Jura, Dogger, Lias und Keuper in umgekehrter Aufeinanderfolge ihrer ursprünglichen Lagerungsweise den Muschelkalk **unterteufen** (vergl. auch Fig. 43 u. 44).

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie der Lias, so ist auch der Dogger eine Meeresbildung und deshalb im allgemeinen sehr arm an vegetabilischen Resten. In Deutschland kennt man außer Fucoiden, welche auf den Schichtungsflächen des unteren braunen Jura (z. B. in Württemberg) ausgebreitet liegen, nur vereinzelte Coniferenhölzer, die sich mitten in marinen Gebilden finden, also nur eingeschwemmt sein können, ferner in den feuerfesten Thonen des unteren Doggers von Oberschlesien die Reste einiger Farnwedel (z. B. Asplenites Roesserti Schenk) und des Equisetum Lehmannianum Göpp. In England hingegen und zwar in Yorkshire und Schottland tritt im mittleren braunen Jura eine vollständige kleine Kohlenformation von Sandsteinen mit vielen Pflanzenresten, Schieferthonen und einigen Kohlenflötzen auf. Hier muss sich also während der Doggerzeit ein flaches sumpfiges Festland ausgedehnt haben, auf welchem Farne, Equiseten und Cycadeen wucherten, deren Reste uns erhalten blieben. Dieselben gehören der Mehrzahl nach den Geschlechtern Neuropteris,

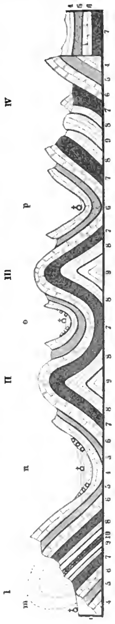


Fig. 389. Profil durch die Ketten des schweizer Jura von Günsberg über Beinwyl.
I Weißensteinkette; *II* Hauensteinkette; *III* Passzwangkette und *IV* Wysenbergkette.
m Günsberg; *n* Herbetswyl; *o* Glashütte; *p* Beinwyl.
1) Alluvial-Bildungen und Gletscherschutt; 4) Oberer Jura, Kimmeridge; 5) Oxford; 6) Dogger; 7) Lias; 8) Keuper; 9) Muschelkalk; 10) Gesteinstrümmer.

Sphenopteris, Hymenophyllites, Taeniopteris und Pecopteris, sowie Zamites, Otozamites, Podozamites, Ctenis, Pterophyllum und einigen anderen Cycadeen an, deren Mannigfaltigkeit sich im Vergleiche mit früheren Perioden außerordentlich gesteigert hat. Die bis jetzt bekannte Flora des englischen Doggers besteht aus 37 Farnen, 3 Equiseten, 21 Cycadeen, 12 Coniferen und 3 Monokotyledonen. Eine ganz ähnliche Flora erzeugte damals Japan, Ostsibirien und das Amurland, sowie Spitzbergen.

An Resten von Meerestieren sind gewisse Schichten des Doggers so reich wie die des Lias. Foraminiferen und Schwämme sind schwach vertreten, ebenso die Korallen, obwohl diese schon zahlreicher werden, als im unteren Jura, hier und da (in Schwaben, Lothringen) bereits Korallenbänke bilden und so auf die große Entwickelung, welche sie im oberen Jura erlangen sollen, vorbereiten. Unter den Echinodermen tritt die Gattung Pentacrinus in den Hintergrund, statt welcher, wenigstens in England, Apiocrinus erscheint, während sich zugleich die Echiniden (z. B. Echinobrissus, Pyrina, Clypeus, Holectypus, Collyrites, Dysaster, Cidaris) mehren. Die Brachiopoden sind im unteren Dogger schwach, im oberen sehr stark vertreten durch zahlreiche Arten von Rhynchonella und Terebratula, während die Gattung Spirifer mit dem Lias ausstirbt. Von Zweischalern gewinnen die eigentlichen Ostreen, welche jetzt zum ersten Male ganze Bänke bilden, eine sehr große Mannigfaltigkeit und Verbreitung. Einen ganz eigentümlichen Charakter aber erhält die Fauna des Doggers durch die formen- und individuenreiche Entwickelung des Geschlechts Trigonia. Unter den Gastropoden ist vor allem das Geschlecht Pleurotomaria her-



Fig. 390. Amphitherium Prevosti Cuv.

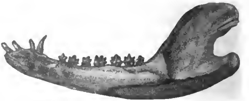


Fig. 391. Phascolotherium Bucklandi Broderip.

vorzuheben. Die Ammoniten und Belemniten setzen im Dogger eben so mannigfaltig fort wie im Lias und besitzen die nämliche Wichtigkeit für die Gliederung jener wie dieser Formation. Unter den Ammoniten sind ähnlich wie im Lias namentlich die Gattungen Harpoceras, Oppelia, Stephanoceras, Parkinsonia, Cosmoceras, Perisphinctes, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras sowie durch das neu erscheinende Genus Haploceras vertreten. Fische finden sich weniger häufig in vollständig erhaltenen Exemplaren, doch weisen große glänzende Schuppen, Zähne und Flossen-

stachel auf die damalige Häufigkeit von Ganoiden und Haien hin. Die Saurier, namentlich Ichthyosaurus und Plesiosauraus, scheinen seltener zu werden, — es kommen nur noch vereinzelte Skeletteile, vorzüglich Wirbel vor. Eine der merkwürdigsten Erscheinungen während der Doggerperiode, auf die uns übrigens der Fund obertriadischer Beuteltierkiefer vorbereitete, ist das Auftreten kleiner Säugetiere und zwar kleiner Beuteltiere, deren Unterkiefer in dem Kalkschiefer von Stonesfield entdeckt und Amphitherium und Phascolotherium benannt wurden (Fig. 390 und 391).

Allgemeine Gliederung des Doggers. Wie der Lias zerfällt auch der Dogger in drei Unterabteilungen, welche sich wiederum in verschiedene Stufen gliedern.

a. Unterer Dogger: Zone des Ammonites (Harpoceras) opalinus, Amm. (Lytoceras) torulosus und Amm. (Harpoceras) Murchisonae.

Diese Schichtengruppe beginnt in Deutschland mit dunkelfarbigen, milden Schieferletten, welche braune Thoneisensteingeoden und als Haupt-



Fig. 392. Nucula Hammeri Defr.



Fig. 393. Pecten personatus Ziel.



Fig. 394. Astarte Voltzi Hön.

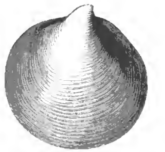


Fig. 395. Inoceramus polyplocus F. Römer.



Fig. 397. Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein.

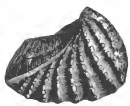


Fig. 396. Trigonia navis Lam.

Leitfossilien des unteren Doggers.

leitfossilien Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein. (Fig. 397), Amm. (Lytoceras) torulosus Ziet., Trigonia navis Lam. (Fig. 396), Nucula Hammeri Defr. (Fig. 392), Astarte Voltzi Hön. (Fig. 394) umschließen, deren zum großen Teile schneeweiße Schalen sich grell aus den dunkelen Thonen hervorheben. Auf sie folgen in Schwaben gelbe und braune Sandsteine, denen die oben erwähnten Eisensteinflötze von Aalen untergeordnet sind. Für sie bezeichnend ist das Vorkommen von Amm. Murchisonae, sowie der in unzähliger Menge auftretende Pect. personatus Ziet. (pumilus Lam.) (Fig. 393). Im nordwestlichen Deutschland treten für die an Amm. Murchisonae reichen eisenschüssigen Sandsteine glimmerhaltige Schieferthone mit Inoceramus polyplocus F. Römer (Fig. 395) ein. Derselbe Zweischaler ist auch für die entsprechende Schichtengruppe Oberschlesiens charakteristisch.

b. Der mittlere Dogger, oder die Coronatenzone.

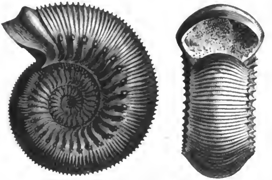


Fig. 398. Ammonites (Stephanoceras) Humphresianus Sow.



Fig. 399. Ostrea Marshi Sow. (= Ostrea cristagalli Schloth.)



Fig. 400. Bel. gigantens Schloth.

Leitfossilien des mittleren Doggers.

Es ist dies in Süddeutschland, Frankreich und England wesentlich eine Kalksteinformation von teilweise oolithischer Beschaffenheit (so im schweizer Jura), wenn auch zwischengelagerte dunkele Thone nicht ausgeschlossen sind, in Norddeutschland aber werden die Kalkgebilde durch dunkelgraue Thone mit Thoneisensteingeoden vertreten. Die wichtigsten organischen Reste, welche diese Unterabteilung des Doggers in allen ihren Verbreitungsgebieten charakterisieren, sind Ammonites (Stephanoceras) Humphresianus Sow. (Fig. 398), Belemnites giganteus Schloth. (Fig. 400), Ostrea Marshi Sow. (Fig. 399), Pholadomya Murchisoni Sow.

c. Der obere Dogger: Zone der Parkinsonien, Makrocephalen und Ornaten.



Fig. 401. Rhynchonella varians Schloth.



Fig. 402. Terebratula digona Sow.

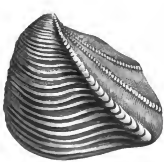


Fig. 403. Trigonia costata Park.



Fig. 404. Ammonites (Stephanoceras) macrocephalus Schloth.

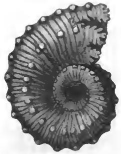


Fig. 406. Ammonites (Cosmoceras) ornatus Schloth.

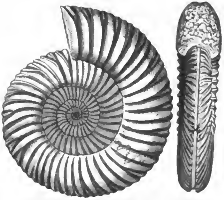


Fig. 405. Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow.

Leitfossilien des oberen Doggers.

Es besteht diese Schichtengruppe in Deutschland wiederum vorwaltend aus thonigen Gesteinen, zwischen denen sich einzelne Bänke von Eisenoolith einstellen. Von diesen gewinnen zwei besondere Wichtigkeit als Orientierungsmittel in der Schichtenreihe des Doggers: der Eisenkalk des Cornbrash voll Avicula (Pseudomonotis) echinata und die grobkörnigen Eisenoolithe mit Ammonites (Stephanoceras) macrocephalus. Die gewöhnlichsten und verbreitetsten Tierreste des oberen Doggers sind Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow. (Fig. 405, im unteren Niveau), Amm. (Stephanoceras, Macrocephalites) macrocephalus Schloth. (Fig. 404), Amm. (Cosmoceras) ornatus Schloth. (Fig. 406 (beide im oberen Niveau), Belemnites subhastatus Ziet., Bel. canaliculatus Schloth., Trigonia costata Park. (interlaevigata Quenst.) (Fig. 403), Avicula echinata Sow., Rhynchonella varians Schloth. (Fig. 401), Terebratula digona (Fig. 402).

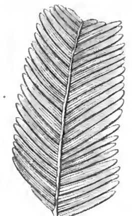


Fig. 407. Pterophyllum Preslianum Göpp.

Im oberen Dogger (Great oolite) Englands (s. Seite 587) treten kalkige Schiefer auf (Stonesfield-Slates), welche durch ihre Wirbeltierreste berühmt geworden sind: außer zahlreichen Skeletteilen von Reptilien, z. B. von Ichthyosaurus, Teleosaurus, Pterodactylus finden sich dort die oben erwähnten Beuteltierunterkiefer; neben ihnen Cycadeen und Farnwedel. Von ersteren sind Pterophyllum Preslianum Göpp. (Fig. 407) und Pteroph. comptum Göpp. die häufigsten.

Spezielle Gliederung des Doggers in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen.

In **Schwaben** gliedert sich der braune Jura nach Quenstedt wie folgt:

III. Oberer brauner Jura, 7 bis 30 m mächtig.

Brauner Jura ζ.

2. Lamberti-Thone, schwarze, glaukonitische Mergel mit Amm. Lamberti Sow.
1. Ornatenthone, dunkele Thone mit Amm. refractus Rein., Amm. Jason Rein., Amm. pustulatus Rein. und Amm. ornatus Schloth., Bel. semihastatus Blainv.

Brauner Jura ε.

5. Makrocephalen-Stufe. Oolithe mit Amm. macrocephalus Schloth., Terebr. lagenalis Schloth., Rhynch. varians Schloth., Trigon. costata Park., Trigon. interlaevigata Quenst., Nucula lacryma Sow.
4. Kalkbank mit Rhynchonella varians und Amm. Würtembergicus.
3. Dentalienthon.

2. Parkinsoni-Stufe. Oolithe und Thone mit Amm. Parkinsoni Sow., ein höchst konstanter Horizont.
1. dunkele, schwefelkiesreiche Thone mit verkiesten Hamiten, Posidonienbruchstücken, ferner mit Trig. clavellata Ziet., Ostr. Knorri Ziet.

II. Mittlerer brauner Jura.

Brauner Jura δ. Humphresianus-Stufe.

4. Bifurcatenschicht, Eisenoolith mit Amm. Humphresianus Sow., Amm. Braikenridgi Sow., Amm. bifurcatus Schloth., Hamites bifurcatus Queast., Rhynch. acuticosta Ziet., Bel. giganteus Schloth., Bel. canaliculatus Schloth.
3. Knollenbänke mit Monotis Münsteri, Turritella muricata u. a.
2. Ostreenkalke mit Ostrea Marshi und eduliformis Schloth., 6 m mächtig, außerdem mit Trigonia costata Park., Pect. tuberculosus Goldf., Pholadomya Murchisoni Sow., Pleurotomaria ornata Ziet., Amm. Humphresianus Sow., Amm. coronatus Schloth.
1. Giganteus-Thone mit Bel. giganteus Schloth., 6 m mächtig.

Brauner Jura γ. Sowerbyi-Stufe. Harte blaue Kalke, 3,3 m mächtig. Zu unterst die Schicht des Amm. Sowerbyi Mill. und die Korallenschicht mit Isastreen, Lithodendren und Montlivaultia, beide mit Pect. demissus Goldf., Cidar. maximus Goldf., zu oberst braunrote Eisenoolithe mit Trümmern von Austern und Belemniten.

I. Unterer brauner Jura, bis 150 m mächtig.

Brauner Jura β, Murchisonae-Stufe, namentlich durch seine gelben Sandsteine und roten oolithischen Eisenerze charakterisiert. An der Basis des Sandsteinkomplexes liegen die sogenannten Zopfplatten, dünne Sandsteinplatten mit Wellenfurchen und zopfartigen Wülsten. Diese Abteilung des braunen Jura β, welcher auch die Eisensteinablagerungen von Aalen angehören, führt: Amm. Murchisonae Sow., Amm. discus Ziet., Nautilus lineatus Sow., Trigon. costata Park., Trigon. striata Phil., Pecten personatus Goldf., Nucul. Hammeri Defr. Als Grenzregion nach der nächsten Abteilung zu tritt der Pectinitenkalk mit vielen Pectenarten und Amm. Sowerbyi auf.

Brauner Jura α, dunkelgraue Schieferletten reich an Conchylien, diese mit weißer Schale. Besonders charakteristische Horizonte sind in dieser 100 m mächtigen Schichtenreihe:

3. Opalinus-Stufe. Thone mit Trig. navis Lam. und Kalkknollen, angefüllt von Amm. opalinus Rein. (Oberregion).
2. Die Astartenbank, 30 m über der ersteren, voll Astarte opalina Quenst., direkt darunter die Lucinenbank, voll Lucina plana Ziet., und höher hinauf die Pentacrinitenplatte voll Pent. pentagonalis (Mittelregion).
1. Die Torulosus-Schichten, 10—15 m, an der Basis des braunen Jura, dunkele, weiche Thone voll weißschaliger Conchylien, so Amm. torulosus Ziet., Amm. opalinus Rein., Posid. opalina Quenst., Trig. pulchella Ag., Nucula Hammeri Defr., Astarte Voltzi Hön., Cerith. armatum Goldf. (Unterregion).

Im **nordwestlichen Deutschland** zerfällt der Dogger nach v. Seebach in folgende Unterabteilungen:

III. Oberer Dogger.

7. **Kelloway;** von manchen Geognosten, so auch von K. von Seebach, zum

oberen Jura gerechnet, dessen Schichten im nordwestlichen Deutschland, z. B. am Lindener Berg, jenem vollkommen regelmäßig auflagern.

b. Ornatenthone, dunkele Schieferthone mit Amm. ornatus, Amm. Lamberti, Amm. Jason, Nucula pollux, bei Hersum, am Osterfeld, Tönnjesberg bei Hannover, Bredenbeck, Mehler Dreisch, Porta. = Quenstedts ζ.

a. Macrocephalenschichten, entweder eisenschüssiger Sandstein und Eisenoolith oder hellgraue Thone mit Amm. macrocephalus, Amm. Gowerianus, Pholadomya Murchisoni, Pleuromya donacina, auf dem Osterfeld bei Goslar, auf dem Mehler Dreisch, in der Weserkette.

6. Eisenkalke des Cornbrash, eisenschüssige sandige Kalkbänke, etwa 36 m mächtig, mit Avicula echinata, Amm. posterus, Bel. hastatus bei Wetthergen, in der Weserkette.

5. Schichten der Ostrea Knorri, glimmerreiche sandige und kalkige Thone mit Ostrea Knorri, Astarte pulla, Trigonia interlaevigata, Amm. ferrugineus; etwa 30 m mächtig, bei Goslar, Mehler Dreisch, bei Marienhagen, Gerzen, Brunkensen an der Hilsmulde.

4. Schichten des Ammonites Parkinsoni, glimmerig-sandige Schieferthone mit viel Sphärosiderit-Nieren, etwa 30 m mächtig, fast nur mit Amm. Parkinsoni, bei Hildesheim, Deinsen, Mehler Dreisch am Osterwalde. 4, 5, 6. 7 = ε.

II. Mittlerer Dogger.

3. Coronatenschichten, zu unterst blaugraue, darüber hellgraue Thone mit Bel. giganteus, Amm. Braikenridgi, Amm. Gervilli, Amm. Sauzei, Amm. Humphresianus, Gresslya abducta, bei Fallersleben, bei Hildesheim, Pottholtensen, Dohnsen. = γ und δ.

I. Unterer Dogger.

2. Schichten des Inoceramus polyplocus, Schieferthone mit Inoceramus polyplocus, Gresslya donaciformis, Pholadomya transversa, Amm. Murchisonae bei Kl.-Schöppenstedt, Ocker, Dohnsen, Hildesheim. = β.

1. Schichten des Ammonites opalinus, grauhlaue Thone und dunkelgrauer dichter Kalk mit Nucula Hammeri, Trig. navis, Amm. opalinus, Amm. radiosus, Amm. affinis, bei Holm (Halberstadt), Wrisbergholzen, Greene, Wenzen. = α.

In **Deutsch-Lothringen** lässt sich nach Steinmann der Dogger wie folgt gliedern:

II. Oberer Dogger (Bathonian).

B. Bathian.

2. Schichten der Rhynchonella varians und des Ammonites quercinus. Dunkele Thone, 2—5 m.

1. Thone mit Anabacia complanata und Ostrea Knorri.

A. Vesullian*.

3. Mergeloolithe von Gravelotte. 40 m, mit Ammonites Parkinsoni, Belemnites giganteus, Bel. canaliculatus, Trigonia costala, Avicula echinata u. v. a.

2. Oolith von Jaumont. 15—20 m, voll Ostrea acuminata.

1. Mergelkalke von Longwy. 5—10 m, mit Avicula echinata, Ostrea acuminata u. a.

*) G. Steinmann. N. Jahrb. 1880. II. S. 251. — K. Mayer, ebend. S. 367.

I. Unterer Dogger (Bajocian).

6. Schichten des Ammonites Humphresianus und Blagdeni, und der Isastraea Bernardana (Korallenkalk). 40 m. $= \gamma$.

5. Schichten des Ammonites Sowerbyi und der Gryphaea sublobata. Bläuliche und rotbraune Kalke. 20 m, zu oberst mit Amm. Sauzei und Inoceramus polyplocus.

4. Schichten des Ammonites Murchisonae und der Pholadomya reticulata. Ebenfalls Sandstein mit Eisenerzen. $= \beta$.

3. Schichten der Trigonia navis und Gryhaea ferruginea. Sandsteine mit Eisenerzflötzen. 1, 2 und 3 $= \alpha$.

2. Schichten des Ammonites striatulus; beides Thone, nach oben in Sandstein übergehend.

1. Torulosus-Schicht.

Der Dogger der Alpen. Der Dogger bildet in den Alpen inselartige vereinzelte Vorkommnisse, welche z. T. sehr arm an organischen Resten sind, z. T. verschiedenartige, aber gleichalterige Fazies repräsentieren, so dass eine Trennung des Doggers vom Malm dort nicht überall möglich ist. Letzteres ist z. B. bei den weitverbreiteten Aptychenschichten (mergeligen, kalkigen oder schieferigen Komplexen, die fast nur Aptychen führen) der Fall, welche den gesamten postliasischen Jura in sich begreifen. Dahingegen vertreten in den Südalpen die Oolithe mit Harpoceras opalinum und Murchisonae den unteren Dogger, — die Makrocephalenschichten des Salzkammergutes, die weißen Brachiopodenkalke von Vils in Nordtirol mit Terebr. pala und antiplecta und die Klaus-Schichten der Nordalpen nach Neumayr und Zittel*), endlich die Posidonomyengesteine der Südalpen nach Benecke den oberen Dogger**). Auf letztere folgt lokal direkt die als Leithorizont so wichtige Stufe des Aspidoceras acanthicus, welche dem Kimmeridge angehört.

Der Dogger Englands und Frankreichs. Die auf den Lias folgenden jurrassischen Ablagerungen Englands zeichnen sich durch die sehr beträchtliche Entwickelung von Oolithen aus, so dass man sie unter dem Namen »Oolites« zusammengefasst hat. Die untere, unserem Dogger entsprechende Abteilung desselben wird als Lower oder Bath Oolites, der obere Jura als Middle oder Oxford Oolites und Upper oder Portland Oolites bezeichnet. In den Lower oder Bath Oolites (Dogger) werden von oben nach unten folgende Stufen unterschieden:

4. Kelloway.
3. Great Oolite,
   c. Cornbrash,
   b. Bradfordclay und Forrest Marble,

*) Zittel. Jahrb. d. k. k. R. Wien XVIII. S. 601. — Neumayr. ebend. XX. S. 147 u. XXI. S. 377. A. Rothpletz l. c. — H. Finkelstein. Der Laubenstein bei Hohenaschau. N. Jahrb. Beil. B. VI. 1889. S. 36.

**) Benecke. Trias u. Jura in den Südalpen. München 1866.

a. Great or Bath Oolite, mit den Stonesfield Slates (s. S. 584),
2. Fullers Earth.
1. Inferior Oolite,
b. Cheltenham beds.
a. Lower Northampton beds.

In Frankreich werden die unserem Dogger und den englischen Lower Oolites entsprechenden Schichtenkomplexe von oben nach unten wie folgt benannt (vergl. S. 586 f.).

4. Callovien (= brauner Jura ζ Quenst. = Kelloway).
3. Bathonien oder Grande Oolithe (= ε und obere Niveaus von δ).
2. Bajocien oder Oolithe inférieur (= γ Quenst.).
1. Toarcien supérieur (= α und β Quenst., während das untere Toarciea unserem oberen Lias (ε und ζ) entspricht.

Der weiſse oder obere Jura (Malm).

Petrographischer Charakter. Zwischen dem Lias und Dogger einerseits und dem oberen Jura andererseits giebt sich im großen Ganzen eine auffallende petrographische Verschiedenheit zu erkennen. Die im allgemeinen bis dahin dunkele Gesteinsfarbe wird weiß oder licht gelblichweiß. Sandsteine und Thone treten zurück, hellfarbige Kalksteine und Kalkmergel und neben ihnen Dolomite spielen die Hauptrolle. Als das wichtigste Schichtenmaterial des in Deutschland über 300 m mächtigen weißen Jura müssen die meist weißen. nur ausnahmsweise dunkel gefärbten Kalksteine angesehen werden, welche in den mannigfaltigsten Varietäten erscheinen. Bald sind sie oolithisch, bald dicht, bald dickschichtig, bald schieferig, hier sind sie fast vollkommen versteinerungsarm, dort stellenweise ganz angefüllt von organischen Resten. Namentlich sind es Spongien und Korallen, welche das Material mancher Schichtenkomplexe fast ausschließlich geliefert haben, die danach Spongiten- und Korallenkalksteine genannt werden. Eine sowohl durch ihre technische Nutzbarkeit, wie durch ihren Reichtum an eigentümlichen organischen Resten und deren außergewöhnlich guten Erhaltungszustand berühmte Varietät der plattenförmigen dichten Kalksteine sind die Solenhofener »lithographischen Schiefer«, welche in der Grafschaft Pappenheim in Bayern gebrochen werden. In gewissen Verbreitungsgebieten des weißen Jura erscheinen bedeutende Ablagerungen von Dolomit, welche sich durch ihre verhältnismäßige Armut an organischen Resten, durch ihre krystallinische, poröse und kaveruöse Struktur, durch ihre meist schroffen Abstürze, ihre oft abenteuerlichen, ruinenähnlichen Felsformen, durch ihre Spalten- und Höhlenbildungen von den benachbarten Kalksteinen unterscheiden. Statt der reinen Kalksteine und Dolomite treten besonders in den höheren Etagen des weißen Jura sehr gewöhnlich stark thonige Kalksteine und Kalkmergel auf. welche dann oftmals mit wirklichen Thonbänken

wechsellagern. Viel beschränkter und namentlich in der Nähe von Hannover, bei Limmer und am Ith, sowie im Jura bei Porrentruy aufgeschlossen, ist das Vorkommen von mit Asphalt imprägniertem Kalkstein. Die in den Asphaltbrüchen von Limmer gewonnenen oolithischen Kalksteine, schieferigen Mergel und Mergelkalke sind in der Weise von Bitumen durchdrungen, dass sie frisch gebrochen eine dunkelbraune Färbung zeigen, einen intensiven Geruch verbreiten und oft Nester und Streifen eines dickflüssigen, zähen Erdpeches umschließen. Häufig sind auch die Schalen der in ihnen vorkommenden Mollusken in reinen Asphalt verwandelt. Dem Einflusse der Sonnenstrahlen ausgesetzt, bleicht das Gestein und wird fast weiß.

Paläontologischer Charakter. Wie in den unteren Etagen des Jura, so kommen auch im weißen Jura Pflanzenreste nur lokal vor und gehören einigen Cycadeen, Coniferen und Farnen an. Die Hauptrolle spielen die Vertreter des Tierreiches. Die wesentlichsten Züge seiner Entwickelung während der Periode des oberen Jura lassen sich wie folgt kurz zusammenfassen: Die Seeschwämme vermehren sich in einer so enormen Weise, dass sie gewisse Bänke (Spongitenkalke) Süddeutschlands, der Schweiz und Ostfrankreichs vollkommen anfüllen, während die eigentliche Gesteinsmasse nur noch das bei weitem zurücktretende Schichtenmaterial ausmacht. Es giebt in Schwaben stundenlange Felswände und Klippen von mehreren Hundert Fuß Höhe, wo man keinen Stein aufheben kann, der nicht Spuren von Schwammgewebe enthielte. In ganz ähnlicher Weise entwickeln sich die Korallen, und zwar namentlich die Geschlechter Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Thecosmilia, Stylina, Favia u. a., nur ist ihre Verbreitung eine weit allgemeinere, so dass sie fast in allen Territorien des weißen Jura ausgedehnte Korallenriffe aufgebaut haben oder zu mächtigen Korallenbänken angehäuft sind. Auch die früher spärlicheren Echiniden gewinnen an Häufigkeit; zahlreiche Arten der Geschlechter Cidaris, Hemicidaris, Acrocidaris, Pseudodiadema, Stomechinus, Pedina, Pygaster, Echinobrissus gehören zu den bezeichnendsten organischen Resten des oberen Jura; ihre Fragmente, namentlich ihre Stacheln, füllen einzelne Bänke (z. B. die Cid. florigemma-Bänke) in großer Menge an. Während die Pentacriniten im Vergleich mit der Unzahl von Individuen in gewissen Schichten des Lias seltener werden, gewinnen andere Crinoidengeschlechter, namentlich Apiocrinus, Eugeniacrinus, Millericrinus, größere Häufigkeit. Die echten Ostreen treten fast noch massenhafter auf, als im Dogger; zu ihnen gesellt sich ein neues Ostreïden-Geschlecht Exogyra, dessen Vertreter (Exog. virgula) namentlich für die oberen Horizonte des weißen Jura bezeichnend sind. Auch die Trigonien stehen denen des Doggers an Häufigkeit kaum nach und liefern eine Anzahl wichtiger Leitfossilien. Das Zweischaler-Geschlecht Diceras, ein Vorläufer von Chama, besitzt besonders für die Schweiz und den französischen Jura Wichtigkeit, wo seine Vertreter

den Hauptbestandteil der durch ihre Felsbildungen charakterisierten Diceratenkalke ausmachen. Von allen jurassischen Gastropoden zeichnen sich die Nerineen, welche jetzt das Maximum ihrer Entwickelung erlangen, durch Formen- und Individuenreichtum aus. Die Ammoniten und Belemniten entfalten in dem oberen Jura nicht die Üppigkeit, durch welche sie für fast jede einzelne Schicht des Lias und Doggers so charakteristisch wurden. Das Vorwalten der Gattungen Perisphinctes, Aspidoceras, Oppelia und Haploceras ist für den weißen Jura bezeichnend, ebenso die Häufigkeit der von Ammoneen herrührenden Aptychen.

Im obersten Jura stehen die Ganoiden auf dem Höhepunkte ihrer Entwickelung. Namentlich zeichnet sich die Gattung Lepidotus (Fig. 408)

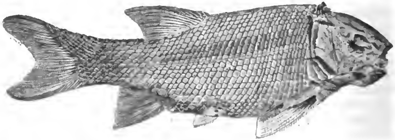


Fig. 408.
Lepidotus notopterus Ag.

durch Artenreichtum und Größe der Individuen aus. Ihr gewaltigster Vertreter ist der fast 2 m lange Lepidotus maximus aus den Solenhofener Schiefern. Allgemein verbreitet sind die isolierten oder reihenförmig auf den Unterkiefern und Gaumenplatten angeordneten bohnenförmigen Mahlzähne von Gyrodus und Microdon (Fig. 409). Echten Knochenfischen hinge-

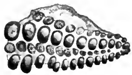


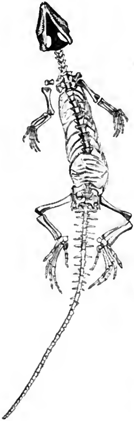
Fig. 409. Microdon alternans Quenst. Unterkiefer.



Fig. 410. Leptolepis sprattiformis Ag.

gen gehören die sehr häufigen Exemplare von Leptolepis (Fig. 410) und Thrissops an. Die Fauna der Reptilien wird eine reichere, namentlich finden sich jetzt häufigere Reste von Schildkröten (Thalassemys, Platychelys, Plesiochelys), ferner solche einer zierlichen rhynchocephalenartigen

Echse, Homacosaurus, Fig. 411), sowie riesiger Krokodilier (Teleosaurus, Geosaurus, Machimosaurus). Während Ichthyosaurus und Plesiosaurus fast vollkommen aussterben, erreichen die Flugsaurier (Pterodactylus und Rhamphorhynchus) jetzt das Maximum ihrer Entwickelung. Namentlich



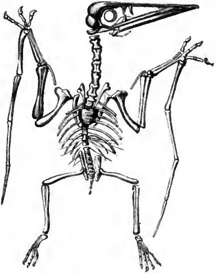


Fig. 412. Pterodactylus spectabilis v. Meyer.



Fig. 411. Homaeosaurus pulchellus Zitt.

Fig. 413. Compsognathus longipes Wagn.

sind uns in den lithographischen Schiefern von Solenhofen vollständige Skelette dieser abenteuerlichen Reptilien erhalten*, welche mit dem ungeheuer

*) K. A. Zittel. Palaeontograph. III. Folge. B. V. Lief. 2. Kassel 1882. — L. v. Ammon. Corr.-Bl. d. nat. Ver Regensburg B. 38. 1884. S. 129

verlängerten vierten Finger der Vorderfüße eine Flughaut jederseits des Vorderkörpers spannen und sich mit dieser in fliegende Bewegung setzen konnten (Fig. 412). Endlich sind die **Dinosaurier** im deutschen Malm durch den kleinsten ihrer zugehörigen, den in vielen Beziehungen vogelähnlichen **Compsognathus** (Fig. 413) aus dem lithographischen Schiefer von Kelheim, — im Westen von Nordamerika hingegen durch bis 30 m lange Riesengestalten (**Atlantosaurus, Brontosaurus, Stegosaurus, Laosaurus** u. a.) vertreten.



Fig. 414. Archaeopteryx macrura *R. Owen.* Das Berliner Exemplar. (*W. Dames**).
sc = Scapula; *co* = Coracoid; *cl* = Clavicula; *h* = Humerus; *r* = Radius; *c* = Carpus.

Auch echte Vögel lebten während der jüngeren Jurazeit. Die ältesten Skeletteile eines solchen wurden ebenfalls in den lithographischen Schiefern von Solenhofen gefunden; sie gehören nur zwei Individuen an (Londoner und Berliner Exemplar), ein Beweis für die noch immer außerordentlich geringe Verbreitung des Vogeltypus auf der jurassischen Erde, während wir heute über 6000 Spezies Vögel kennen. Der Solenhofener Juravogel, **Archaeopteryx macrura** Ow. (Fig. 414), ein echter Vogel, zur Abteilung der Carinata gehörig, unterscheidet sich am auffallendsten von allen jetzt lebenden Vögeln durch den Bau seiner Wirbel und seines Schwanzes, sowie durch Bauchrippen und seine bezahnten Kiefer. Die Wirbel sind bikonkav; der Schwanz besteht aus 20 frei stehenden

*) W. Dames. Über Archäopteryx. (Paläont. Abh. II. 3) Berlin 1884.

Wirbeln, zu deren Seiten jedesmal eine, im ganzen also 40 Federn stehen; jeder Kieferrand trägt 13 Zähnchen in Alveolen.

Überreste, und zwar namentlich Unterkiefer von **Säugetieren** sind bis jetzt nur aus einer wenige Zoll mächtigen Lage des obersten weißen Jura von England bekannt geworden. Sie gehören 8 oder 9 Gattungen und etwa 14 Spezies, sowohl fleisch- und insekten-, wie pflanzenfressenden kleinen Beuteltieren an.

Allgemeine Gliederung des oberen Jura. Der obere Jura zerfällt in drei Unterabteilungen: den Oxford, Kimmeridge und das Tithon; von manchen Geologen wird der Kelloway, also die Makrocephalen- und Ornaten-Zone, welcher in dieser Zusammenstellung S. 584 u. 585 als oberster Dogger betrachtet wurde, zum weißen Jura gezogen.

a. **Der Oxford.**

Die Schichtenreihe des Oxford wird vorzugsweise aus dichten Kalksteinen, Oolithen, Kalkmergeln und Dolomiten aufgebaut und im allgemeinen charakterisiert durch die Führung von Cidaris florigemma Phill. (Fig. 417),

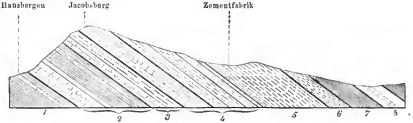


Fig. 415. Profil des weißen Jura in der Porta Westfalica. Nach *Heinr. Cred.*
1) Cornbrash, 2) Kelloway, 3) Oxford, 4) Kimmeridge, 5) Exogyra virgula-Schichten, 6) Eimbeckhäuser Plattenkalke, 7) Mündermergel, 8) Wealden, 9) Hils.

Cidaris coronata Goldf., Hemicidaris crenularis Ag. (Fig. 416), Echinobrissus scutatus Lam. (Fig. 418), Apiocrinus Royassianus d'Orb. (Fig. 419), Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth. (Fig. 420), Terebratula impressa Buch, Rhynchonella lacunosa Schloth., Trigonia clavellata Park. (Fig. 421), Amm.

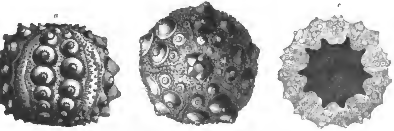


Fig. 416. Hemicidaris crenularis Ag. *a* von der Seite; *b* von oben; *c* von unten.



Fig. 417. Cidaris florigemma Phill.



Fig. 418. Echinobrissus scutatus Lam.



Fig. 420. Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth.



Fig. 419. Apiocrinus Royassianus d'Orb.

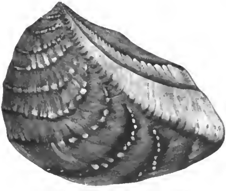


Fig. 421. Trigonia clavellata Park.

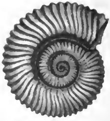


Fig. 423. Ammonites (Peltoceras) transversarius Quenst.

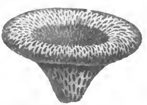


Fig. 424. Cribrospongia reticulata Goldf.



Fig. 425. Diceras arietinum Lam.



Fig. 422. Belemnites hastatus Blainv.

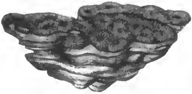
Leitfossilien des Oxford.

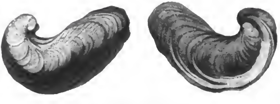
(Aspidoceras) perarmatus Sow., Amm. (Amalth.) cordatus, Amm. (Peltoceras) bimammatus, Amm. (Peltoceras) transversarius Quenst. (Fig. 423), Belemnites hastatus Blainv. (Fig. 422).

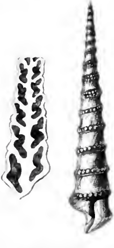
In dieser Schichtenfolge treten drei Horizonte durch die massenhafte Anhäufung nahe verwandter Tierformen besonders auffällig hervor. Der eine derselben ist eine Korallenbank, welche namentlich in Norddeutschland, im Schweizer Jura, in Nordfrankreich und England entwickelt und vorzugsweise aus Stöcken von Thamnastraea concinna Goldf., Isastraea helianthoides Goldf., Montlivaultia sessilis Münst. u. a. zusammengesetzt ist. Eine ähnliche Korallenbank (Coralrag von Nattheim) wiederholt sich in Schwaben in einem etwas höheren Niveau, nämlich im Kimmeridge. Ihrem organischen Ursprunge nach den Korallenbänken ähnlich sind die Spongiten- (oder Scyphien-) Kalke, welche in Franken und Schwaben am mächtigsten sind, von wo aus sie sich mit fortwährend abnehmender Mächtigkeit durch die Schweiz bis in die Bourgogne verfolgen lassen. Wie der Name andeutet, bilden Spongien das ursprüngliche Hauptmaterial dieser Kalksteine. Namentlich sind die Gattungen Cnemidiastrum (z. B. stellatum Goldf. sp.), Hyalotragos (patella Goldf. sp.), Cribrospongia (reticulata Goldf. sp., Fig. 424), Cupulospongia (rimulosa Goldf. sp., radiata Münst. sp.), Pachyteichisma (lopas Quenst. sp.), Cylindrophyma und Porospongia vertreten. Den dritten zoogenen Horizont des weißen Jura bilden die Diceratenkalke, die in den französischen und schweizer Territorien der Juraformationen ihre größte Verbreitung finden, der oberen Grenze des Oxford angehören und angefüllt sind von Diceras arietinum Lam. (Fig. 425).

b. Der Kimmeridge.

Die Schichtenreihe des Kimmeridge besteht aus dichten, thonigen und oolithischen Kalksteinen, während in ihren oberen Horizonten Kalkmergel von vorherrschend grauer, licht gelblichweißer oder vollkommen weißer Farbe vorwalten. Unter den zahlreichen organischen Resten dieser Gruppe sind als Leitfossilien hervorzuheben: Pteroceras Oceani Brongn. (Fig. 428), Nerinea tuberculosa Röm. (Fig. 429), Nerinea bruntrutana Thurm., Nerinea pyramidalis Münst., Exogyra virgula Sow. (Fig. 427), Pholadomya acuticostata Sow., Corbis subclathrata Buv., Terebratula subsella Leym, — in den unteren Komplexen Ammonites (Perisphinctes) polyplocus Rein. (Fig. 431) und in den obersten oolithischen Kalken Ammonites (Oleostephanus) gigas Ziet. Diese Schichten des Amm. gigas werden auch wohl entweder für sich oder mit den Eimbeckhäuser Plattenkalken (siehe unter Purbeck u. S. 600) als eine selbständige Stufe, der Portland, aufgefasst. Dem Kimmeridge gehören die Korallenkalke von Nattheim in Württemberg an, mit Thamnastraea prolifera Beck (Fig. 426), Stylina limbata Goldf., Isastraea, Thecosmilia; — ebenso die oberen Schwammkalke (Felsenkalke) Württembergs.


Fig. 426. Thamnastraea prolifera Beck.


Fig. 427. Exogyra virgula Sow.


Fig. 429. Nerinea tuberculosa Röm.

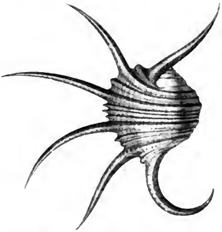
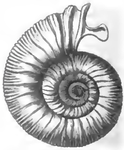

Fig. 428. Pteroceras Oceani Brongn.


Fig. 430. Ammonites (Oppelia) tenuilobatus Opp.


Fig. 432. Aptychus latus Munst.


Fig. 431. Ammonites (Perisphinctes) polyplocus Rein.

Leitfossilien des Kimmeridge.

c. Das Tithon.

Das Tithon wird in Deutschland namentlich durch die Kehlheimer Korallenkalke, die Solenhofener Schiefer und Plattenkalke sowie durch den Purbeck, in den alpinen Gegenden vorzüglich durch die Kalke mit Terebr. diphya vertreten.

Den interessantesten Schichtenkomplex des Tithon bilden die Solenhofener Schiefer. Ihr gleichmäßiges Gefüge, die Feinheit ihres Kornes bedingen nicht nur den hohen technischen Wert dieser Plattenkalke, sondern haben sie auch zugleich zur Erhaltung der zartesten Teile von Organismen befähigt, so dass uns in ihnen eine reiche oberjurassische Fauna überliefert worden ist, die ohne so günstige Verhältnisse spurlos verschwunden wäre. Ihre Hauptrepräsentanten sind nackte Cephalopoden mit Schulp, Mantel, Kopf, Armen, Magen und Tintenbeutel, ferner Aptychen. Krebse, namentlich Astaciden mit vielgliederigen Fühlern und wohlerhaltenen Scheren und Füßen, Crustaceenlarven, Libelluliden mit dem zartesten Netzgewebe der Flügel, Fischskelette vorzüglich von Lepidotus-, Megalurus-, Aspidorhynchus-, Leptolepis- und Thrissops-Arten, endlich Reste, ja zum Teil vollkommene Knochengerüste des Pterodactylus und Rhamphorhynchus. Denselben Schichten entstammen, wie bereits erwähnt, die Skelette und Federn von Archaeopteryx.

Das alpine oder mediterrane Tithon erhält seine untere Begrenzung durch die Zone des Aspidoceras acanthicum (Oberer Kimmeridge), welche sich mit gleichbleibendem Charakter vom östlichen Siebenbürgen und der Tatra bis Sicilien und Algier verfolgen lässt und sich durch eine reiche Ammonitenfauna (namentlich Perisphinctes und Aspidoceras) auszeichnet*).

Das auf sie folgende Tithon zerfällt in:

1. Diphyakalke, plattige, rote, marmorartige Kalksteine, reich an Terebratula diphya (Fig. 433); Hauptverbreitungsgebiet: südtiroler und venetianer Alpen, vereinzelt auch in den österreichischen und bayerischen Alpen.

2. Stramberger Schichten, dickbankige, oft beinahe ungeschichtete, hellgefärbte Kalksteine, z. T. reich an Ammoniten, z. B. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst. (Fig. 434), Amm. (Perisphinctes) transitorius Opp. und Terebratula janitor, an anderen Punkten mit vorwaltenden Nerineen. Verbreitet sind dieselben im Salzkammergut, in den Südalpen, in dem Klippengebiete der Karpathen, und gehen nach oben zu ganz allmählich in Ammonitenkalke der unteren Kreide über.

*) Benecke. Trias u. Jura in den Südalpen. München 1866. — Neumayr. Abhandlung d. k. k. R. 1876. S. 129. 437; 1877. S. 110. — C. Mösch. Der Jura in den Alpen der Ostschweiz 1872.

Der **Purbeck**. Während die Juraformation in den meisten ihrer Verbreitungsgebiete mit den Schichten des Amm. gigas oder mit dem an Exogyra virgula reichen oberen Kimmeridge abschließt, folgt auf diese marinen Ablagerungen im südöstlichen England und an den gegenüberliegenden Küsten Frankreichs, sowie im Juragebirge und im nordwestlichen Deutschland eine z. B. am Deister bis 500 m mächtige brackische Schichtenreihe, welche mit

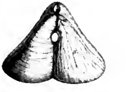


Fig. 413. **Terebratula diphya** Col. *a* Gefäßeindrücke auf dem Steinkerne.

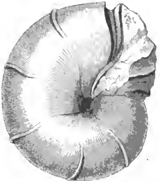


Fig. 431. **Ammonites (Phylloceras) ptychoicus** Quenst.

dem Namen **Purbeck** belegt worden ist. Sie besteht in Deutschland (siehe Fig. 415) zu unterst aus dünnplattigen, z. T. aber auch dickbankigen und oolithischen Kalksteinen (Eimbeckhäuser Plattenkalk) voll Corbula inflexa Dunk., auf welche rote und grünlich graue Mergel (Münder Mergel) mit Gyps- und Steinsalzeinlagerungen, sowie mit Corbula, Paludina und Cyclas folgen. Sie wiederum werden von einem Kalkstein, dem **Serpulit**, überlagert, der von Serpula coacervata Blum. angefüllt ist und zum Teil fast allein aus den Röhren derselben besteht, zu denen sich noch einige Cyrenen- und Corbula-Arten gesellen. Wie die organischen Reste des deutschen Purbeck beweisen, ist dieser eine Brackwasserbildung.

In **England** besitzt die Schichtenreihe des Purbeck nur 53 m Mächtigkeit und besteht, abgesehen von einem Kalksteinkomplexe marinen Ursprungs (mit Ostrea, Pecten, Avicula), ebenfalls aus Brackwasser- und Süßwassergebilden. Es sind thonige graue Kalksteine und Mergel mit Arten von Paludina, Planorbis, Limnaea, Melania, Cyclas, Cyrena, Corbula, Unio und Cypris; namentlich letztere bedecken die Schichtungsflächen in ungeheueren Scharen. Dem mittleren Niveau des Purbeck gehört die nur wenige Zoll mächtige Schicht an, welche durch die zahlreichen Funde von eingeschwemmten **Säugetierresten** ein so großes paläontologisches Interesse erhalten hat. Vorzüglich sind es, wie bereits oben erwähnt, die

Unterkiefer von Beuteltieren, die man dieser Schicht entnommen und Plagiaulax, Galestes, Triconodon benannt hat. In dieser von Niederschlägen aus Wasser gebildeten Schichtenreihe und zwar namentlich in ihrem tiefsten Horizonte sind dunkelbraune bis schwarze Zwischenlagen von vorweltlicher Dammerde (dirt-beds) eingeschaltet, welche zahlreiche Überreste einer aus Coniferen und Cycadeen bestehenden Waldvegetation umschließen, deren Stämme oft noch aufrecht stehend angetroffen werden, während ihre Wurzeln tief in den Untergrund eingreifen und die abgebrochenen Stämme horizontal zwischen den stehen gebliebenen Strünken liegen (siehe Fig. 435).

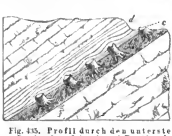


Fig. 435. Profil durch den untersten Purbeck auf der Insel Portland.
a Portland, marin; *b* Süßwassergebilde des unteren Purbeck; *c* Purbeck-Dammerde mit Coniferen; *d* Süßwasserkalk.

Aus der Thatsache, dass die rein marinen Gebilde des norddeutschen Kimmeridge von einer Brackwasserformation, denn solches ist der Purbeck Hannovers, überlagert werden, ferner daraus, dass in England auf den dortigen marinen Portland eine Schichtenreihe von abwechselnden Brackwasser-, Meerwasser- und Süßwasserablagerungen, sowie Dammerde-, also Festlandsgebilden folgt, geht hervor, dass die beiden beschriebenen Territorien am Ende der Juraperiode eine von vielfachen Oszillationen unterbrochene Hebung erlitten haben, infolge deren sie zum flachen Küstenlande wurden. Andere und zwar die große Mehrzahl der jurassischen Ablagerungen blieben während dessen Meeresgrund, so dass der Absatz mariner Sedimente ungestört auf ihm seinen Fortgang nehmen konnte. Hier folgt also unmittelbar auf den marinen, oberen Jura die echte unterste Kreide, welche auf dem unterdessen zum sumpfigen Festlande gewordenen Purbeck naturgemäß fehlt und durch eine Sumpf- und Süßwasserbildung, den eigentlichen Wealden, ersetzt wird.

Auf S. 600 findet sich die speziellere Gliederung des oberen Jura tabellarisch zusammengestellt, außerdem aber soll der deutschen Entwickelung dieser Formation eine etwas eingehendere Beschreibung gewidmet werden.

Speziellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland. Auf die dunkelen Thone des obersten braunen Jura folgen in Schwaben die hellgrauen Kalkmergel und Kalke des unteren weißen Jura. Derselbe ist von Quenstedt ebenso wie der Lias und der Dogger in 6 Stufen (α bis ζ) gegliedert worden. Neuere Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass dieser schwäbische weiße Jura in einer doppelten Faziesreihe, einer Ammoniten- und einer Schwamm- oder Korallenfazies entwickelt ist. Unter Berücksichti-

Gliederung und Parallelisierung des oberen Jura. Nach M. Neumayr.

		Nordwest-Deutschland	England	Nordfrankreich	Südfrankreich und Westschweiz	Süd-Deutschland	Ostalpen	Karpathen, Siebenbürgen
Tithon.	Zone des Perisphinctes transitorius.	Purbeckschichten (Serpulit und Munder Mergel).	Purbeck.	Purbeckien.	Purbeckien.			Stramberger Schichten.
	Zone des Aspidoceras cyclotum.	Eimbeckhäuser Plattenkalk (oberer Portland).	Portland-Stone.	Portlandien super.	Dolomite portlandienne. Portlandkalke.	= ζ Quenst. Solenhofener Plattenkalke. Kehlheimer Korallenkalke. Nusplinger Kalkplatten.	Diphyakalk. Korallenkalk des Salzkammergutes.	Klippenbreccien von Rogoznik und Csorsztyn. Diphyakalke.
Kimmeridge.	Zone des Hoplites Eudoxus.	Schichten mit Olcostephanus gigas. Schichten mit Exogyra virgula. Pteroceras-Schichten.	Portland-Sand. Kimmeridgethon, oberer Teil.	Portlandien moyen et infer. Virgulien. Ptérocérien.	Calcaire à Ter. janitor. Calcaire à Ter. moravica. Calcaire à Aspid. acanthicum. Corallien de Valfin.	= ε Quenst. Nattheimer Korallenkalke. Eudoxus-Schichten. Dolomite. Felsenkalk.	Obere Acanthicus-Schichten.	Obere Acanthicus-Schichten in Siebenbürgen.
	Zone der Oppelia tenuilobata.	Nerineenschichten. Schichten mit Terebratula humeralis.	Kimmeridgethon, unterer Teil.	Astartien. Corallien supér.	Astartenkalke | Calcaire à Perisph. polyplocus.	= γ u. δ Quenst. Schwammkalke = Tenuilobatus-Schichten.	Untere typische Acanthicus-Schichten.	Typische Acanthicus-Schichten.
Oxford.	Zone des Peltoceras bimammatum.	Korallen-Oolith.	Upper Calcareous Grit. Coral Rag.	Corallien infer.	Zone à Peltoceras bimammatum et bancs à Diceras.	= β Quenst. Bimammatus-Schichten. Schwammkalke.		
	Zone des Peltoceras transversarium und des Aspidoceras perarmatum.	Heersumer Schichten.	? Lower Calcareous Grit. Oxford Clay.	Marnes oxfordiennes.	Zone à Peltoc. transversarium et Amalth. cordatus.	= α Quenst. Schwammschichten. Impressathone. Transversarius-Schichten.	Schichten m. Peltoc. transversarium im Etschthal und am Gardasee.	Transversarius-Schichten von Neumarkt in Galizien, Puchow in Ungarn. Kalke von Cetechowitz in Mähren.
	Doggar.	Kelloway.						

gung dieser Thatsache und unter Beibehaltung der Quenstedt'schen Sechsteilung gliedert sich nach Th. Engel der Malm Schwabens wie folgt:

III. Oberer weifser Jura.

Weißer Jura ζ.

Dicke Kalkplatten (Krebsscherenplatten Qu.), meist den β-Bänken des unteren Weißen Jura gleichend, lokal oolithisch. Lithographische Schiefer von Nusplingen (Parallelbildung der Solenhofer Schichten) mit Pterosauriern, Eryoniden, Fischen, Aptychen, Pagurus suprajurensis, Astarte minima Qu., Trigonia suevica Qu., Venus suevica Qu., Amm. Ulmensis Oppel.

Weißer Jura ζ'.

Oolithe von Schnaitheim, Stotzingen und Wippingen mit Resten von Dakosaurus maximus Qu., Gyrodus umbilicus Ag., Sphaerodus gigas Ag., Lepidotus und Pyknodus; außerdem Diceras speciosum Münst. und Isoarca explicata Röm. Daneben die sogenannten »wilden Portländer« oder Kalkplatten mit Korallen, dieselbe Fauna wie in den Nattheimer Schichten.

Die »Oolithe« repräsentieren die höchste Stufe des schwab. Jura.

Weißer Jura ε.

Plumpe ungeschichtete Kalke, bald als Marmor, bald als »Zuckerkorn«, bald als Dolomit; offenbar korallin. Die Fossilien sind dieselben wie in der Korallenfazies. Die »Lochfelsen« der Alb sind für diese Kalke charakteristisch. Bohnerz füllt oft die Spalten aus.

Stufe ζ und ε dürften übrigens nur lokale Äquivalente repräsentieren.

Weißer Jura ε'.

»Nattheimer Schichten«, Korallenkalke Schwabens. Meist sind die organ. Reste verkieselt. Es sind:

Isastraea helianthoides Gf., Maeandrina Sömmeringii Gf., Stylina tubulosa Gf., Styl. limbata Gf., Styl. micrommata Qu., Convexastraea sexradiata Gf., Placophyllia dianthus Gf., Thecosmilia trichotoma Gf., Montlivaultia obconica Qu., Thamnastraea microconos Gf.

In diesen Korallenriffen außerordentlich zahlreiche Echiniden, Crinoiden und Brachiopoden; so Cid. coronata Qu., Cid. elegans Münst., Apiocrinus mespiliformis Qu., A. Milleri Gf., Solanocrinus Jaegeri und costatus Qu., Asterias stellifera Qu., Rhynch. inconstans Sow., Terebr. insignis Schl., Megerlea pectunculoides Schl., sowie Ostrea hastellata, etc.

II. Mittlerer weifser Jura.

Weißer Jura δ.

Wohlgeschichtete Kalkbänke, ohne Thonlagen. Leitende Fossilien sind: Amm. mutabilis Qu., A. pseudomutabilis d'Orb., A. inflatus Rein., A. bispinosus Qu., Prosopon marginatum und rostratum Mey.

Weißer Jura δ'.

»Plumpe Felsenkalke« die großen Felsen bildend, welche am Nordwestabhange der Alb überall in die Augen springen.

Echte Schwammfazies mit Cnemidiastrum, Tragos, Siphonia, ferner mit Rhynchonella lacunosa Qu., Terebr. bisuffarcinata Schl. und Echinodermen.

Weißer Jura γ.

Thonige Kalkbänke. Hauptleitmuscheln sind: Amm. polygyratus Rein. (Kragenplanulaten Qu.), A. polyplocus Rein., A. anceps albus Qu., A. tenuilobatus Op., A. platynotus Rein., A. inflatus Rein., A. dentatus Rein., Aptychen, Disaster carinatus Qu. und Pseudomonotis similis Gf., welche lokal ein ganzes Lager bildet.

Weißer Jura γ'.

Schwammbildung, bald nur nesterweise in die thonigen Kalke eingesprengt, bald ganze Flächen bedeckend mit Cypellia, Pachyteichisma, Manon, Sporndopylo, Tremadictyon, Rhynch. lacunosa Buch, Terebratulina substriata Schl., Terebratula nucleata Schl., Rhynch. triloboides Qu. etc.

I. Unterer weifser Jura.

Weißer Jura β.

»Wohlgeschichtete Kalkbänke«. Die wichtigsten Fossilien sind: Amm. canaliculatus albus Qu., A. flexuosus nudus und costatus Qu., A. biplex rotundus und compressus Qu., A. lingulatus Quenst.

Weißer Jura β'.

Schwammkalke ganze Felsen bildend, wie in der Balinger Gegend oder nur als einzelne Schwammnester in den wohlgeschichteten Kalken, wie in der übrigen Alb.

Die Fossilien sind so ziemlich dieselben wie in den tieferen Lochen-Schichten; besonders charakteristisch ist Amm. bimammatus Qu.

Weißer Jura α.

Kalkbänke mit Thonschichten, verkieste Fossilien führend und reich insbesondere an Terebratula impressa Qu. (daher »Impressa-Schichten«); häufig sind außerdem: Disaster granulosus Münst., Turbinolia impressae Qu., Asterias impressae Qu., Balanocrinus subteres Gf., Rostellaria bicarinata Gf., Amm. alternans Buch, A. canaliculatus Qu., complanatus Ziet., Amm. biplex impressae Qu., Belem. hastatus Blainv. und pressulus Qu.

Die oberste Grenze dieses Komplexes bildet an vielen Stellen eine Seetangschicht mit Nulliporites Hechingensis Qu.

Weißer Jura α'.

Schwammschichten oder Lochenschichten mit sehr viel Fossilien, zumal Brachiopoden und Echinodermen; die häufigsten sind: Sporadopyle obliqua Zitt., Cypellia rugosa Zitt., Stauroderma Lochense Zitt., Ceriopora radiciformis Gf., Cidaris coronata Gf., Eugenlacrinus caryophyllatus Gf. und nutans Gf., Pentacr. cingulatus Münst., Rhynch. lacunosa Buch, Terebratula bisuffarcinata Schl., Terebr. gutta Qu., Terebr. orbis Qu., Megerlea pectunculus Schl., Megerlea loricata Schl., Amm. alternans Buch, Amm. convolutus Schl., Amm. canaliculatus Qu., Amm. flexuosus Buch.

Transversarius-Schichten; Kalke und dazwischen gelagerte Thonschichten. (Amm. transversarius Qu. sehr selten.)

Das Liegende dieser Schichten sind die Grenzbänke des obersten Braunen Jura mit Lambertiknollen und Belemnites semihastatus rotundus Qu.

Den oberen Jura der Umgegend von Hannover gliedert C. Struckmann auf Grund eigner Untersuchungen, sowie der Arbeiten Römer's, v. Seebach's und Heinrich Credner's wie folgt:

7. Purbeck.

b. Serpulit; Kalkstein mit Schieferthonen wechselnd, bis 30 m mächtig, voll Serpula coacervata. Die Glieder des Purbeck sind namentlich am Suntel, am Ith,

an der Porta und bei preuß. Oldendorf, aber auch im Vororte Linden bei Hannover aufgeschlossen.

a. Münder Mergel, rote und grünliche Mergel mit Dolomit und Gyps, über 300 m mächtig; mit Corbula, Paludina und Cyclas.

6. Portland.

b. Eimbeckhäuser Plattenkalk, oberer Portland, dunngeschichteter, z. T. auch dickbankiger Kalkstein, unten mit Lagen von Kalkmergel, 100 m mächtig, mit Corbula inflexa, Corbula alata, Turritella minuta.

a. Schichten des Ammonites gigas, unterer Portland, hellgelbliche, z. T. oolithische Kalke und Mergelthone mit Amm. gigas, Corbula inflexa u. a.

5. Oberer Kimmeridge = ε Quenst.

Schichten der Exogyra virgula, dichte und oolithische Kalksteine, mit Kalkmergeln und Kalkthonen wechsellagernd, mit Exogyra virgula, Cyprina Saussurei, Pholadomya multicostata, Trigonia suprajurensis, Trig. verrucosa, Terebr. subsella, aufgeschlossen z. B. bei Lauenstein am Ith, Kappenberg am Deister, Sülfeld, Porta, Kette des Wesergebirges, Linmer.

4. Mittlerer Kimmeridge.

Schichten des Pteroceras Oceani, oolithischer und dichter Kalkstein, bis 13 m mächtig mit Terebr. subsella, Exogyra bruntrutana, Exog. virgula, Gervillia tetragona, Corbis decussata, Nerinea pyramidalis, Ner. Gosae, Ner. bruntrutana, Pteroceras Oceani.

3. Unterer Kimmeridge, Astartien, = δ und γ Quenst. = Séquanien supérieur Frankreichs.

Nerineenschichten und Zone der Terebratula humeralis Röm., außerdem u. a. Terebr. bicanaliculata Ziet., Rhynchonella pinguis Röm., Natica globosa Röm., Nerinea tuberculosa Röm., Ner. reticulata Crd., Ostrea multiformis Dkr., Cyprina nuculaeformis Röm., Schildkröten, Saurier, Fische.

2. Korallenoolith (Corallien) = β Quenst. = Sequanien inferieur Frankreichs.

b. Zone des Pecten varians Röm. und der Nerinea Visurgis Röm., außerdem u. a. mit Phasianella striata Sow. und Cidaris florigemma Phill.

a. Korallenbank und Zone der Ostrea rastellaris, mit Cidaris florigemma Phill., Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Ostrea rastellaris Münst., Pecten subfibrosus d'Orb., Echinobrissus scutatus Lam. u. a.

1. Oxfordschichten = α Quenst.

Hersumerschichten oder Perarmatenschichten mit Ammonites perarmatus Sow., Amm. cordatus Sow., Belemnites hastatus Montf., Trigonia clavellata Sow., Gryphaea dilatata Sow.

Klimatische Fazies der Juraformation. Nach Neumayr* prägen sich bereits innerhalb des Meeres der Jurazeit große Faunengebiete aus, welche als die Erde umspannende Zonen gürtelförmig vom Pol nach dem Äquator zu auf einander folgen und deren Unterschiede nur auf klimatischen Differenzen beruhen können. Neumayr hat diese Klimazonen als polare, als gemäßigte und als äquatoriale Zone unterschieden. Die Ablage-

* M. Neumayr. Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. K. Akad. d. Wiss. Bd. XLVII. Wien 1883.

rungsgebiete innerhalb dieser Zonen werden von ihm als Juraprovinzen bezeichnet.

1. Die äquatoriale (alpine oder mediterrane) Juraprovinz wird charakterisiert durch die außerordentliche Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Simoceras, Phylloceras und Lytoceras, sowie der Terebratula diphya und Rhynchonella controversa. Hierher gehört der Jura der Alpen, Karpathen, Cevennen, Italiens, Siciliens, der Balkanhalbinsel, der Krim und des inneren Kaukasus, von Kleinasien, Madagaskar, Vorderindien, Mexiko und Peru.

2. Die gemäßigte (mitteleuropäische) Juraprovinz wird charakterisiert durch die Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Aspidoceras, Oppelia, Harpoceras und Peltoceras, durch den Reichtum an Korallen und das fast vollkommene Fehlen von Phylloceras und Lytoceras. Hierher gehören die Jura-Ablagerungen Deutschlands, Englands, des außeralpinen Frankreichs, des nordwestlichen Spaniens, Portugals, des nördlichen Kaukasus, des südlichen Russlands. Ebenso aber wie im Norden der Äquatorialzone, so schließt sich auch auf der südlichen Hemisphäre eine gemäßigte Juraprovinz an erstere an, welcher die jurassischen Ablagerungen von Chili, Bolivia, Argentinien, Neuseeland und der Kapkolonie angehören.

3. Die polare (boreale) Juraprovinz wird charakterisiert durch das Fehlen der genannten Ammoniten, wie der gesamten Riffkorallen, dahingegen durch starke Entwickelung von Cardioceras und der Aucellen. Hierher gehört der Jura des nördlichen Russlands, sowie Novaja Semljas, Sibiriens, von Alaska, Dakota, Spitzbergen und Grönland.

Geographische Verbreitung der Juraformation*). Die 3 Glieder der Juraformation sind in ihrer Verbreitung nicht derartig von einander abhängig, dass alle drei überall in Gemeinsamkeit auftreten, vielmehr fehlt der Lias und mit ihm der untere Dogger innerhalb ausgedehnter Länderkomplexe vollständig, so dass oberster Dogger und Malm oder letzterer allein direkt auf weit älterem Grundgebirge auflagern, also vom Ablagerungsgebiete des unteren Jura aus beträchtlich über dessen Grenze hinaus übergreifen. So reicht der Lias vom westlichen Europa aus nicht weit nach Osten und fehlt bereits bei Regensburg, Passau, in Mähren, Oberschlesien und bei Krakau, ebenso aber auch im ganzen europäischen und asiatischen Russland, in Kleinasien, Indien, Sibirien, Spitzbergen und im nordwestlichen Nordamerika. Überall beginnt hier die jurassische Schichtenreihe mit dem obersten Dogger (Kelloway) oder gar erst mit dem Malm. Diese Erscheinung beweist, dass in der Mitte der Juraperiode eine weit-

*) Speziell und mit ausführlicher Litteratur in: M. Neumayr, Geograph. Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. math. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss. Bd. L. Wien 1885.

reichende Überflutung der Kontinente durch das jurassische Meer, eine großartige **Transgression** stattgefunden hat.

Der **mitteleuropäischen Juraprovinz,** dem Ablagerungsprodukt der nördlichen gemäßigten Jura-Zone, gehört der Jura des außeralpinen Deutschlands und Frankreichs, sowie Englands an.

In **Deutschland** besitzt die Juraformation drei größere Verbreitungsgebiete: das fränkisch-schwäbische, das des nordwestlichen Deutschlands und das von Oberschlesien.

In **Franken** und **Schwaben** bildet das Ausgehende des Jura einen weiten Bogen, dessen stärkste Krümmung in der Gegend von Regensburg liegt, indem sich sein südlicher Schenkel von Schaffhausen aus in nordöstlicher Richtung hinzieht, sein nördlicher hingegen etwa von Coburg aus nach Süd-Südost streicht. Ersterer wird wesentlich von der rauhen Alb, letzterer durch den fränkischen Jura repräsentiert. An der Zusammensetzung dieses Jura-Territoriums beteiligen sich **Lias, Dogger** und **weißer Jura**. Der Lias bildet ein flaches Hügelland (Fig. 436), welches sich wie ein Teppich

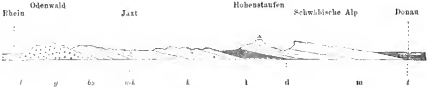


Fig. 436. Profil durch die Trias und den Jura Schwabens.
g = Gneiße und Granite; bs = Buntsandstein, darunter Rotliegendes; mk = Muschelkalk; k = Keuper; **l** = Lias; **d** = Dogger; **m** = Malm; t = Tertiär und Diluvium.

am Fuße des Gebirges ausbreitet und gewöhnlich von den Flussthälern so tief eingeschnitten wird, dass durch sie die Keuperschichten, welche seine Basis bilden, entblößt werden. Der Dogger tritt in einer weit schmäleren Zone in Form mehr oder minder steiler Abhänge am Fuße des aus weißem Jura bestehenden Berglandes hervor, welches sich in zum Teil gewaltigen schroffen Felswänden über diese Abhänge erhebt und auf seiner Höhe ein Hochplateau bietet, das sich allmählich nach Südosten hin absenkt. Der weiße Jura Frankens ist durch das Auftreten mächtiger Dolomite ausgezeichnet, in welchen sich die an Skeletten diluvialer Säugetiere reichen Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth ausdehnen. Die niedrige Erhebung, welche den fränkischen Jura mit der rauhen Alb verbindet, ist das Terrain, auf welchem die berühmten Plattenkalke von Solenhofen und Pappenheim zur Ausbildung gelangt sind.

Die Schichtenreihe der **norddeutschen** Juraformation umfasst gleichfalls den Lias, Dogger und Malm und breitet sich in einer von West gegen Ost gerichteten Zone aus, welche sich von der Grenze Hollands bis in die

Gegend von Halberstadt erstreckt. In dem größten und zwar in dem nördlichen Teile dieses Verbreitungsgebietes des Jura sind dessen Schichten unter Diluvialbildungen verborgen; nur an seinem südlichen Rande treten sie in Form einer fast ununterbrochenen, von West nach Ost streichenden Zone zu Tage und bilden in ausgedehnten niedrigen Höhenzügen den südlichen Saum des norddeutschen Flachlandes. Der bedeutendste dieser jurassischen Bergrücken ist die Weserkette, welche dort, wo sie von der Weser durchbrochen wird, an der Porta Westfalica, eines der schönsten Profile durch den norddeutschen Jura bietet. Von hier aus wendet sich derselbe gegen Südost bis nach dem Süntel nördlich von Hameln und steht hier mit einer kleinen Seitenbucht, der Hilsmulde, in Verbindung, welche sich ununterbrochen bis in die Nähe von Eimbeck erstreckt und deren ursprüngliche weitere Fortsetzung gegen Süden durch die isolierten Schollen des Lias in der Gegend von Cassel, Volkmarsen, Eichenberg und Wabern in Hessen, sowie bei Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt*) angedeutet wird. Abgesehen von den inselförmig aus den jüngeren Formationen, namentlich dem Diluvium hervortretenden Partieen des Jura bei Hannover, bildet diese Formation den Hauptbestandteil der Höhenzüge, welche sich von Hildesheim bis Goslar und Harzburg erstrecken. Weiter gegen Osten, also in dem hügeligen Landstriche nördlich und nordöstlich vom Harze, zwischen Braunschweig und Magdeburg erscheinen Schichten des Jura als zonenförmige Umgürtungen zahlreicher Inseln älterer, namentlich triadischer Formationen. Von den einzelnen Gliedern des Jura erheben sich die Gebilde des weißen Jura, und unter diesen die namentlich durch ihren oolithischen Charakter ausgezeichneten Kalksteine und felsbildenden Dolomite der Oxfordgruppe zu den erwähnten Höhenzügen, während an deren südlichen Abhängen die meist aus thonigen Gesteinen bestehenden Schichten des Lias und Doggers als schmale Säume zu Tage treten.

Das dritte deutsche jurassische Territorium ist das von Oberschlesien, welches einen Ausläufer des polnischen Juragebietes repräsentiert. Die polnisch-oberschlesische Jurabildung**) nimmt ein Areal von über 100 Quadratmeilen ein, welches freilich zum größten Teile von Diluvialablagerungen bedeckt ist. Sie setzt zunächst den gegen 15 Meilen langen und 1 bis 4 Meilen breiten Höhenzug zusammen, welcher von Krakau bis Czenstochau zusammenhängend sich forterstreckt und sich von da mit Unterbrechungen in nordwestlicher Richtung bis Wielun, ja selbst bis Kalisch

*) A. v. Koenen. N. Jahrb. 1875. S. 659; J. G. Bornemann. Liasform. in d. Geg. v. Gottingen. Berlin 1854. — K. von Fritsch. N. Jahrb. 1870. S. 385; Heinrich Credner. ebend. 1839. S. 381; 1842. S. 1; 1860. S. 293. — M. Bauer. Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 782 u. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 28. — F. Moesta. ebend. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann. ebend. S. 383.

**) J. v. Siemiradzki. Jahrb. d. k. k. geol. Ra. Wien 1889. S. 45.

aus dem Diluvium hervorhebt. Die Kalke dieses Höhenzuges gehören dem weißen Jura an und werden von den thonig-sandigen Schichten des Kelloway, also des oberen Doggers, unterteuft, welche im Südwesten der ersteren eine von Nordwest nach Südost streichende Zone bilden und direkt auf den obersten Schichten des Keupers aufruhen, während der Lias vollkommen fehlt. Die oberschlesisch-polnischen Juraablagerungen zeigen mit denjenigen Süddeutschlands und namentlich Württembergs eine so große Übereinstimmung in petrographischer und paläontologischer Hinsicht, dass daraus auf einen direkten Zusammenhang der Meeresteile, in welchen die Ablagerungen beider Gegenden sich bildeten, geschlossen werden darf. Diese Verbindungsstraße hat durch das jetzige Elbthalgebirge nach Nordböhmen und von da durch Mähren in der Richtung auf Wien, Linz und Regensburg geführt.

Reste der Ablagerungen innerhalb dieses Kanales sind uns in den Juravorkommnissen (Kelloway und Malm) der sächsisch-böhmischen Schweiz und der südlichen Lausitz erhalten, wo sie auf der Grenze zwischen der Kreide (Quadersandstein) und dem über dieselbe geschobenen Granite des Lausitzer Gebirges in überkippter Stellung auftreten*).

Wahrscheinlich nur als äußerste Vorposten des norddeutschen Juragebietes sind die isolierten Juravorkommen an den Odermündungen zu betrachten**). Es sind dies zum größten Teil zwar nur kleinere und größere Blöcke, die dem Diluvium eingebettet sind (auf Gristow und Wollin) und noch weiter von Norden stammen, zum Teil aber auch noch fest anstehende Gesteinsmassen (bei Fritzow, Klemmen, Kammin), deren untere Niveaus dem Dogger, deren obere Horizonte dem weißen Jura angehören. Erstere haben eine große Ähnlichkeit mit dem oberschlesischen, letztere eine solche mit dem hannöverschen Jura und repräsentieren den oberen Coral rag Römer's (also den oberen Oxford, namentlich die Schichten mit Pecten varians), sowie die Pteroceras-Schichten der Kimmeridge-Gruppe. Durch ein bei Kammin bis zu 300 m Tiefe niedergebrachtes Bohrloch wurde unter dem Dogger der Lias und zwar bis in den einige schwache Kohlenflötzchen führenden mittleren Lias durchbohrt.

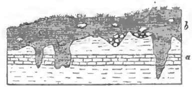


Fig. 437. Jurassische (Ober-Oxford-)Klippen a im Diluvium b, bei Klemmen in Pommern. (H. Crd.)

Auch bei Colberg in Pommern und bei Inowraclaw***), sowie südlich von Thorn tritt oberer Jura isoliert im Bereiche des Diluviums auf.

*) G. Bruder. Sitzb. d. Wien. Akad. Bd. 83. I. 1881. S. 47; — Bd. 85. I. 1882; — Bd. 93. I. 1886. — Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. L. 1885. S. 233; — Lotos Bd. VII. 1886. u. VIII. 1887.

**) A. Sadebeck. Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 651.

***) Runge. Z. d. D. geol. Ges. 1870. S. 44.

Ebenso steht auch in der Gegend von Stralsund unweit Grimmen Jura an. Nach Berendt*) besteht derselbe aus hellblauen Thonen mit flachkugeligen Kalksteinkonkretionen, welche Ammoniten aus der Gruppe der Falciferen (Harpoceras) und zwar solche des obersten Lias und des unteren Doggers führen. Der Jura von Grimmen repräsentiert somit eine Grenzbildung dieser beiden Formationen. Endlich sind bei Dobbertin in Mecklenburg anstehende Schichten des obersten Lias aufgeschlossen worden, bestehend aus Posidonienschiefer und Thon mit Kalkkonkretionen, welche sich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen Insektenresten auszeichnen**).

In England setzen die Schichten des Jura eine breite Zone zusammen, welche sich von Portland und Lyme Regis an der Küste des Kanales in fast genau nördlicher Richtung über Bath, Oxford und Lincoln erstreckt, bis sie bei Whitby nördlich von der Trentmündung die Ostküste erreicht. Alle drei Hauptabteilungen der Formation sind hier und zwar in mitteleuropäischer Fazies entwickelt. Ihre Lagerung ist im allgemeinen eine sehr einfache, indem die Schichten des gesamten Systems flach nach Osten einfallen, so dass an dem Westrande der Jurazone die untersten, weiter östlich die jüngeren Glieder des Jura zu Tage ausgehen; erstere lagern gleichförmig auf dem oberen Keuper auf, letztere werden von der Kreide überlagert. In Schottland sind jurassische Schichten auf die Ost- und Westküste, sowie auf die der letzteren vorliegenden Inseln beschränkt, wo sie einzelne von vulkanischen Decken beschirmte Schollen bilden.

In Frankreich tritt die Juraformation, ebenfalls vertreten durch Lias, Dogger und Malm, in zwei ringförmigen Zonen an die Oberfläche, deren südliche ziemlich vollständig geschlossen ist, während die nördliche gegen den Kanal hin weit geöffnet ist und augenscheinlich mit dem englischen Jura in Verbindung gestanden hat. Der südliche Ring umgürtet das granitische Zentralplateau Frankreichs, auf dessen Rändern die jurassischen Schichten angelagert sind und von welchen sie allseitig abfallen, so dass der Lias eine innere Zone bildet, der Dogger und weiße Jura mehr nach außen hin auftreten. Der nördliche Juraring verhält sich gerade umgekehrt, indem alle Schichten nach innen einfallen, also eine flache Mulde bilden, deren ältere Glieder in der äußeren Umgrenzung, deren jüngste Schichten mehr nach innen liegen, während das Zentrum derselben von Kreide und Tertiärbildungen ausgefüllt ist. Dem östlichen Flügel dieser großen Mulde gehören die jurassischen Ablagerungen von Deutsch-Lothringen, namentlich die Landstriche zwischen Metz und Diedenhofen an.

Von Schwaben aus setzt die mitteleuropäisch ausgebildete Juraformation in südwestlicher Richtung, also in der Verlängerung der Rauhen Alb

*) Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 823.

**) Eug. Geinitz. ebend. 1880. S. 510, ebend. 1884. S. 566; die Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 27; IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887.

über den Rhein in schweizerisches Gebiet fort und bildet hier das Juragebirge, welches von Basel bis Genf reicht und aus einer Anzahl von Parallelketten besteht. Diese verdanken ihren Ursprung einer Faltung der jurassischen Schichten (siehe Fig. 389, S. 579), infolge deren mehr oder weniger steile, langgezogene, zum Teil auf ihrer obersten Wölbung aus einander geborstene Sättel, ja vollständige Überkippungen entstanden. Von dem Territorium des schweizer und schwäbischen Jura zog sich eine jetzt zum größten Teil zerstörte Zone jurassischer Ablagerungen in nördlicher und nordwestlicher Richtung nach den jetzigen Vogesen und dem Schwarzwald; die kleinen, isolierten Jurapartieen von Langenbrücken, Wiesloch, Freiburg und Kandern auf dem rechten Ufer des Rheines und von Buxweiler, Rappoltsweiler und Rauffach im Elsass sind durch Brüche der rheinischen Grabenversenkung (vergl. Fig. 345 auf S. 545) geschützt und erhalten gebliebene Überreste derselben.

Einen nicht unbeträchtlichen Anteil nimmt die Juraformation und zwar in ihrer typischen **äquatorialen** (mediterranen), durch den Reichtum an Phylloceras, Lytoceras, Haploceras und Simoceras gekennzeichneten Fazies an dem Aufbau der Kalkalpen, indem sie sich in Form eines bald schmäleren, bald breiteren Bandes um den Süd-, West- und Nordrand der Alpenkette schlingt. Die Lagerungsverhältnisse des alpinen Jura sind durch wiederholte Knickungen, Zerreißungen, Überkippungen und Verwerfungen der Schichten sehr verwirrt (siehe die Profile auf S. 174). Dadurch, sowie durch einen oft auftretenden Metamorphismus des Gesteinsmateriales, sowie durch die Existenz von einander abweichenden Lokalfaunen, ferner durch die Lückenhaftigkeit der jurassischen Ablagerungen wird das Studium der letzteren sehr erschwert, doch sind Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Jura nachgewiesen (s. S. 577, 587 u. 597, sowie die Tabelle auf S. 600). Eine eigentümliche Fazies des oberen weißen Jura sind die roten und weißen Kalke mit Terebratula diphya und die Schiefer mit zahlreichen Aptychus-Arten, welche zur tithonischen Etage gehören und typisch bei Trient in Tirol entwickelt sind (siehe S. 597).

In den Karpathenländern tritt die hier ebenfalls äquatoriale Juraformation meist nur in kleineren Partieen zu Tage, indem sie hier in Form zahlreicher isolierter Klippen aus der Bedeckung von Karpathensandstein hervorragt. Solche Klippen (siehe Fig. 438) erscheinen teilweise ganz vereinzelt, häufiger aber sind sie in größerer Zahl zu Gruppen vereinigt, welche oft weit ausgedehnte Züge bilden. So besteht der westkarpathische Klippenzug zwischen Neumarkt und Siebenlinden nach Stache und Neumayr bei einer Breite von 1/2 Meile und einer Länge von 11 Meilen aus über 2000 einzelnen Klippen*).

*) Neumayr. Der penninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Wien. Bd. XXI. S. 451.

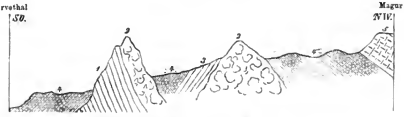


Fig. 438. Jura-Klippen des Lutowa-Thales. Nach *Paul*.
5 Oberer } Karpathensandstein.
4 Mittlerer }
3 Schiefer und Mergel (Neocom).
2 Roter, knolliger Ammonitenkalk (Tithon).
1 Roter Crinoidenkalk (Dogger).

In Russland gewinnen Kelloway, Oxford und Kimmeridge und zwar in **borealer** Fazies innerhalb der weiten Strecken von Polen bis Orenburg und von Kiew bis zur Petschora eine ansehnliche Verbreitung, während Lias und der größte Teil des Doggers fehlen. Beide erstgenannte Stufen zeigen zwar noch eine sehr große Übereinstimmung mit denen Mittel- und Westeuropas, in den höheren Horizonten hingegen greift eine so vollständige faunistische Abweichung Platz, dass eine Parallelisierung zwischen diesen »Wolga-Stufen« mit mitteleuropäischen Ablagerungen erst neuerdings möglich geworden ist*). Dieselben werden durch die formen- und individuenreiche Muschelgattung Aucella, sowie durch Amm. (Perisphinctes) virgatus gekennzeichnet und sind Äquivalente des Portlands. Nur die obersten Wolgaschichten gehören bereits der Kreide an. Im südlichsten Russland und am Nordabfall des Kaukasus hingegen besitzen die jurassischen Gebilde einen ausgesprochenen mediterranen Habitus.

In Nordamerika beansprucht man für die versteinerungsleeren oberen Horizonte des neuen roten Sandsteines jurassisches Alter (?), auch die krystallinischen Schiefer, in welchen die goldführenden Gänge Californiens aufsetzen, sollen dieser Formation angehören. Mit Sicherheit ist dieselbe jedoch nur in der Sierra Nevada (mit Ammonites Nevadanus) und am Ostabfalle der Rocky Mountains (Black Hills, Laramie Mts.) sowie auf Alaska nachgewiesen. Es sind graue oder weißliche mergelige Kalksteine, welche 300 m Mächtigkeit erreichen und Pentacrinus-, Ammonites- (Cardioceras-), Belemnites- und Trigonia-Arten führen, die z. T. auf die boreale Entwickelung der dortigen Juraformation hinweisen. Von Marsh werden die Atlantosaurus-Beds in Colorado zum oberen Jura gerechnet. Dieselben zeichnen sich durch ihren Reichtum an z. T. riesigen Dinosauriern aus.

*) S. Nikitin. N. Jahrb. 1886. II. S. 205; — 1889. II. S. 116. — M. Neumayr. ebend. 1887. I. S. 70 u. Erdgeschichte II. 1887. S. 309. — A. Pavlow. Couches jurassiques et cretacees de la Russie. I. Moskau 1889.

Hierher gehört Atlantosaurus (über 30 m lang und 10 m hoch), das kolossalste aller bekannten Tiere, ferner Brontosaurus (15—18 m lang mit winzig kleinem Schädel) u. a.

Überraschend ist die Ähnlichkeit der jurassischen Fauna von Chili und Bolivia mit derjenigen Mitteleuropas (Gottsche, Steinmann), während der Jura der zwischen ihnen und Californien gelegenen Länder (Guatemala und Peru) äquatorialen Habitus aufweist.

Eruptivgesteine, deren Empordringen in die jurassische Periode fällt, sind auf nur ganz wenige Lokalitäten beschränkt. Zu diesen gehört vor allen die Westküste Schottlands nebst den Inseln Skye und Mull, wo mehrfach basaltische Gesteine dem Lias gleichförmig zwischengelagert sind. Einer der interessantesten, das Gesagte illustrierenden Aufschlüsse auf Skye ist in beifolgendem Profile (Fig. 439) wiedergegeben. Die tiefsten

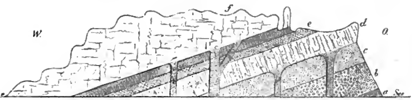


Fig. 439. Profil durch die Halbinsel Trotternish auf Skye. Nach *Zirkel.*
a Lias; *b* Inferior Oolite; *c* Cornbrash und Forest Marble; *d* Basalt; *e* Oxford; *f* Basalt und Mandelstein.

Schichten dieser Lokalität gehören dem Lias an, auf welchen die Gebilde des braunen Jura bis zum Cornbrash folgen; über ihnen hat sich eine mächtige Decke von basaltähnlichem Trapp ausgebreitet, der mit vielen durch die Sedimentschichten hindurchsetzenden Gängen in Verbindung steht, welche die ehemaligen Eruptionsspalten ausfüllen. Überlagert wird diese Basaltdecke von den Sedimenten des unteren weißen Jura, dem Oxford. Das Alter der in dieses Schichtensystem eingeschalteten Basalteinlagerungen ist somit auf das genaueste festzustellen, — ihre Entstehung fällt in das Ende der Doggerperiode. Über dem Oxford türmt sich eine zweite mächtige Decke von Eruptivgesteinen, Basalten und Basaltmandelsteinen auf, nach welcher hin zahlreiche Basaltgänge aus der Tiefe emporsteigen und die liegenden Schichten und mit ihnen die jurassischen Trappe durchsetzen. In diesem Profile treten somit zwei verschiedenartige Basalte, ein jurassischer und ein wahrscheinlich tertiärer, über einander auf.

Von Interesse ist die Metamorphosierung, welche die liasischen Gesteine der Insel Skye im Kontakt mit Graniten, Quarzporphyren und quarzführenden Syeniten erfahren haben. In der Nähe der letzteren, welche in einzelnen, isolierten Kuppen aus dem Liasgebiete hervorragen,

ist der Liaskalk in einen schneeweißen Marmor umgewandelt, die Schichtung ist verwischt und jede Spur organischer Reste ist vertilgt. Man kann in der Richtung nach dem Eruptivgesteine hin den allmählichen Übergang des gewöhnlichen, Ammoniten und Gryphäen führenden Kalksteines in den krystallinischen Marmor genau verfolgen, und ist deshalb mit Recht niemals zweifelhaft gewesen, dass die krystallinische Beschaffenheit des Kalksteines auf die Nachbarschaft jenes Syenites u. s. w. zu schieben und dass letzterer jünger sei, als der Lias. Man erstaunt jedoch, echt granitische Felsarten von so jugendlichem Alter vor sich zu sehen. Ebenso haben die Steinkohlenflötze des Lias von Steierdorf im Banat durch sie gangförmig durchsetzende Pikritporphyrite eine Kontaktmetamorphose in Koks erlitten.

Auch in den Pyrenäen kennt man Granite von jüngerem als jurassischem Alter. Im Garbetthale hat derselbe die Kalkschiefer des Lias durchbrochen, sie zertrümmert und Fragmente des Gesteines in überaus großer Menge umschlossen. Ferner haben Cl. King und F. Zirkel Granite von jurassischem Alter aus der Sierra Nevada und zahlreichen Punkten der Rocky Mountains beschrieben *).

Dem deutschen Jura sind Eruptivgesteine, selbst solche bedeutend jüngeren Alters, fremd, nur in der rauhen Alb treten einige Basaltkuppen und Gänge, sowie im Ries bei Nördlingen die vulkanischen Auswürflinge einer jungtertiären Eruptionsstelle auf.

Die Kreideformation.

Quaderformation, Kretaceïsche Formation, Procänformation.

Hauptlitteratur

über die deutsche Kreide:

A. v. Strombeck. Gliederung des Pläner im nordw. Deutschland. N. Jahrb. 1857. S. 785. — Über den Gault im nordw. Deutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1861. S. 20; 1890. S. 557. — Über die Kreide von Lüneburg, ebend. 1863. S. 97.

F. Römer. Die Kreidebildungen Westfalens. Z. d. D. geol. Ges. 1854. S. 99. — Über die geogn. Zusammensetz. d. Teutoburger Waldes etc. N. Jahrb. 1850. S. 385.

H. v. Dechen. Geol. u. pal. Übers. d. Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 405—500.

H. B. Geinitz. Das Elbthalgebirge in Sachsen. Kassel 1871 u. f. J.

A. Fritsch. Studien im Geb. d. böhmischen Kreideformat. Archiv d. naturw. Landesdurchf. Prag. Bd. IV. No. 1. 1878; Bd. V. No. 2. 1883 und Bd. VII. No. 2.

Frd. Römer. Geologie v. Oberschlesien. Breslau 1870. S. 277—358.

* F. Zirkel. Ber. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Leipzig. 22. Jan. 1877. S. 164 u. 168.

C. W. Gümbel. Geogn. Beschr. des bayer. Alpengebirges. Gotha 1858—61. S. 517 bis 579.

Außerdem zahlreiche monographische, meist weiter hinten citierte Abhandlungen von Beyrich, Bohm, Brauns, Credner, Dames, Ewald, Frech, Geinitz, Göppert, Gümbel, Kunth, G. Müller, Römer, Schlönbach, Schlüter und Anderen.

über die Wealdenformation:

W. Dunker und H. v. Meyer. Monographie der norddeutschen Wälderbildung und über die in dieser Gebirgsbildung gefundenen Reptilien. Braunschweig 1846.

Heinr. Credner. Über die Gliederung der ob. Juraf. und der Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag. 1863.

A. Schenk. Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. Kassel 1871.

C. Struckmann. Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880. — Ders. Grenzschichten zwischen Hilsthon u. Wealden. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1889. S. 55. — Ders. Wealdenbildungen von Sehnde. N. Jahrb. 1891. I. 117.

H. Grabbe. Die Schaumburg-Lippe'sche Wealden-Mulde. Göttingen 1883.

Kaum irgend ein anderes Schichtensystem besitzt einen so wechselnden und mannigfaltigen petrographischen Charakter, wie die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten. In der einen Gegend besteht sie aus weißer Schreibkreide und Grünsanden, in anderen fast ausschließlich aus Sandsteinen und in einer dritten aus mergeligen Kalksteinen, kalkigen Mergeln und plastischen Thonen. Die Unbeständigkeit des Gesteinscharakters dieser Formation hatte die Verschiedenartigkeit ihrer Bezeichnungsweise zur Folge. Kreideformation nannte man sie, weil in England und Nordfrankreich, wo man sie zuerst erkannt und studiert hatte, die weiße Schreibkreide als eins der wesentlichen und charakteristischen Glieder hervorragt, — Grünsandformation, weil in eben jenen Gegenden, sowie in Westfalen und Nordamerika, glaukonitische Mergel eine wesentliche Rolle in ihrer Zusammensetzung spielen, — und endlich Quaderformation, weil sie in Sachsen, Böhmen und Schlesien vorwaltend aus Quadersandsteinen gebildet wird. Bei so wechselndem petrographischem Charakter der unter diesen Namen verstandenen Formation sind es allein ihre organischen Reste, welche die Identifizierung und Parallelisierung der hierher gehörigen Schichtenreihen ermöglichen. Die Kreideformation liefert demnach einen augenscheinlichen Beweis für die in den einleitenden Bemerkungen (S. 357) betonte Thatsache, dass nicht der petrographische, sondern vielmehr der paläontologische Charakter das Wesentliche einer Sedimentärformation ausmacht.

Von den verschiedenen Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten teilnehmen, sind folgende hervorzuheben: die Quadersandsteine haben unstreitig in vielen Gebieten das vorwaltende Material der hierher gehörigen Schichtenreihe geliefert. Sie sind bald fein-, bald grobkörnig, zuweilen krystallinisch,

gehen mitunter, und zwar namentlich nach ihrer Basis zu in grobe Konglomerate über und besitzen ein bald thoniges, bald kieseliges, auch wohl eisenschüssiges Bindemittel. Zuweilen fehlt letzteres vollständig, so dass, wie z. B. bei Freiberg, in Belgien, bei Aachen, namentlich aber in New-Jersey in Nordamerika, lose Quarzsande und -kiese entstehen, welche mächtige Ablagerungen bilden können. Eine ganz eigentümliche Varietät des Sandsteines sind die Grünsandsteine oder glaukonitischen Sandsteine, welche ihren Namen von den eingestreuten Glaukonitkörnchen und ihrer dadurch bedingten grünen Färbung erhalten haben. Die Schichtung der Kreidesandsteine ist oft eine sehr weitläufige, und da sich zu ihr häufig eine vertikale Zerklüftung gesellt, so entstehen quaderförmige oder pfeilerartige Absonderungen, daher der Name Quadersandstein. Nächst ihnen spielen mergelige Kalksteine und Mergel die wichtigste Rolle in der Kreideformation. Sie sind meist grau oder gelblich weiß, gewöhnlich dünnschichtig und zum Teil so reich an grünen Glaukonitkörnern, dass man sie als Glaukonitmergel bezeichnet. Außer diesen letzteren gehört der Pläner zu den wichtigsten Varietäten der kretacëischen kalkig-mergeligen Gesteinsreihe. Er ist ein lichtgrauer, mehr oder weniger thoniger, oft glaukonitischer Kalkstein mit feinerdigem Bruch. Ferner der Kreidemergel, ein weißer oder hellgrauer, feinerdiger und weicher, oft glaukonitischer Mergel, — der Flammenmergel, ein grauer, von dunkelen Streifen und Flammen durchzogener quarzsandreicher, schieferiger Mergel. An die mergeligen Kalksteine schließen sich reine, zum großen Teile dichte Kalksteine und endlich die verschiedenen Varietäten der Schreibkreide an, deren Hauptmaterial aus feinen, erdigen Molekülen von kohlensaurem Kalk und mikroskopisch kleinen Foraminiferen besteht, und die im petrographischen Teile dieser Zusammenstellung beschrieben sind. Die weiße Schreibkreide gehört dort, wo sie überhaupt auftritt, einer der oberen Stufen der Kreideformation (Turon und Senon) an. Bei Mastricht auf der belgisch-holländischen Grenze wird dieselbe von einem höchst merkwürdigen, lockeren und zerreiblichen Kalkgebilde überlagert, welches fast ausschließlich aus Fragmenten und feinem Schutt von Bryozoën, Foraminiferen, Echinodermen und Mollusken besteht und Kreidetuff genannt wird. In Dänemark tritt als oberstes Glied der Kreideformation eine wesentlich aus Korallenfragmenten zusammengesetzte Kreidebildung (Korallenkreide) auf. Die weiße Schreibkreide ist das Muttergestein der Feuersteingebilde, welche in lagenweise geordneten, isolierten, bizarr geformten Knollen die oft außerordentlich gewundene und verdrückte Schichtung der Kreide andeuten und wie schwarze Perlschnuren auf dem weißen Grunde hervortreten, sich jedoch auch in Form zusammenhängender Lagen und Schichten einstellen.

Neben den sandigen und kalkigen Gebilden der kretacëischen Formation

gewinnen auch Thone und Schieferthone eine größere Bedeutung, und zwar nicht allein ihrer bedeutenden Mächtigkeit wegen, sondern namentlich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen organischen Resten. Gewisse Schichtenkomplexe und zwar vorzüglich der unteren Kreideformation (Wealdenthon, Hilsthon, Gault), bestehen fast ausschließlich aus derartigen Gesteinen. Wie die Sandsteine, Kalksteine und Mergel sind auch sie sehr häufig glaukonitisch. Die glaukonitischen Gesteine der Kreide, namentlich der Glaukonitmergel, erhalten nicht selten einen hohen technischen Wert durch ihre Verwendbarkeit als ausgezeichnetes Düngemittel. Dies ist namentlich in New-Jersey der Fall, wo neben 6 bis 7 Prozent Kali haltendem Glaukonit nadelkopfgroße Körnchen von phosphorsaurem Kalk, sowie staubartige Teilchen von Vivianit in der feinerdigen kalkigen Mergelgrundmasse auftreten, so dass die große Düngkraft dieser Glaukonitmergel auf ihrem Kali- und Phosphor- und kohlensauren Kalkgehalte beruht.

Unter den übrigen, ihrer Mächtigkeit nach untergeordneten, aber technisch nutzbaren Formationsgliedern der Kreide sind Steinkohlen und Eisenerze hervorzuheben. Erstere gewinnen, wenn man von einigen unbedeutenden Vorkommen bei Niederschöna in Sachsen (Cenoman), am Altenberg bei Quedlinburg (Senon), sowie Wenig-Rackwitz und Ottendorf in Schlesien absieht (von denen jedoch die der beiden letztgenannten Orte abgebaut werden), namentlich als sogenannte Wealdenkohle für den Nordwesten Deutschlands Wichtigkeit, wo dieselben am Deister, Osterwald, in Bückeburg und Schaumburg das Objekt eines ausgedehnten Bergbaues sind. Die meisten dieser Kohlen zeigen die Eigenschaften einer echten bituminösen Steinkohle, sind jedoch nicht wie die der paläozoischen produktiven Steinkohlenformation aus der Vermoderung von Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten, sondern aus der von Coniferen und Cycadeen hervorgegangen. Abbauwürdige Eisenerze der deutschen Kreideformation sind z. B. bei Peine in Hannover bekannt, wo zusammengeschwemmte, sphäroidische, nuss- bis faustgroße Geschiebe von Brauneisenstein, die durch feineren Schutt desselben Erzes verbunden sind, eine der obersten Kreide angehörige, 4—5 m mächtige Lagerstätte bilden. Ganz ähnlich ist das Eisensteinvorkommen von Salzgitter, nur gehört es dem untersten Niveau der Kreide, dem Neocom, an und besitzt 10—30 m Mächtigkeit. Es besteht aus erbsen- bis nussgroßen Kügelchen nebst größeren scharfkantigen und eckigen Stücken von Brauneisenerz. Dieselben stammen, wie die zahlreich zwischen ihnen vorkommenden abgeriebenen und gerollten jurassischen Versteinerungen beweisen, von den Sphärosideritnieren des Lias und Doggers ab, welche durch das Neocom-Meer zusammengeschwemmt und durch gegenseitige Reibung zerkleinert und abgerundet wurden. Auch an anderen Lokalitäten (so namentlich am Nordabfalle der Karpathen) umschließt die

unterste Kreide zusammenhängende Flötze oder lagenweise neben einander liegende Knollen von Brauneisenstein.

Paläontologischer Charakter der Kreide. An vegetabilischen Überresten ist die Kreideformation als eine größtenteils marine Bildung im allgemeinen arm, nur einige wenige Horizonte des gesamten Schichtensystemes und einzelne seiner Verbreitungsgebiete sind reich an Pflanzenresten. Nach diesen zu urteilen, schloss sich der Gesamtcharakter der kretaceïschen Flora während der ersten Hälfte der Kreideperiode innig an den der jurassischen an. Es sind dieselben Geschlechter der Farne, Cycadeen und Coniferen, welche aus dem Jura, ja bereits aus dem Rhät bekannt sind. Zu ihnen gesellen sich jedoch sowohl in Südeuropa (Portugal), wie auch, und zwar namentlich, auf dem nordamerikanischen Kontinente (in der ungefähr dem Wealden entsprechenden Potomac-Gruppe) bereits zahlreiche Gattungen und Arten von Laubhölzern (Sassafras, Ficus, Myrica, Sterculia, Hymnaea), ferner eine Anzahl ausgestorbener, aber an heute lebende Geschlechter erinnernder, noch wenig scharf ausgeprägter Formen. Fast überall in der alten Welt hingegen erscheinen Laubhölzer erst in der oberen Kreide (im Cenoman) und zwar mit den Blättern von Credneria (Fig. 440), Salix, Acer, Quercus, Ficus, Laurus, Sassafras, Magnolia u. a., während zugleich die Farne sparsam werden und Cycadeen und die rein tropischen Formen der Coniferen mehr und mehr zurücktreten. Berühmte Fundorte von Angiospermen innerhalb der europäischen oberen Kreide sind Haldem und Legden in Westfalen, Niederschöna in Sachsen, Perutz u. a. O. in Böhmen, Kieslingswalde in Schlesien, Blankenburg und Quedlinburg am Harz, Aachen in Rheinpreußen.

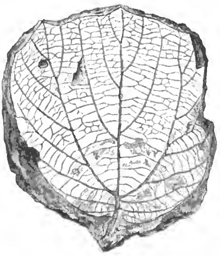


Fig. 440. Credneria triacuminata Hampe. Obere Kreide (Cenoman).

Es wurde oben betont, dass die Kreideformation wenigstens innerhalb Europas eine fast ausschließlich marine Bildung sei; wie jedoch später eingehender gezeigt werden wird, ist der normale marine Schichtenkomplex der Kreideformation nicht in allen Verbreitungsgebieten derselben zur Ausbildung gelangt, vielmehr wird ihr unterster Horizont in verschiedenen Gegenden durch eine Sumpf- und Brackwasserbildung, die Wealdenformation, ersetzt. Die Einleitung zu einer solchen erblickt man bereits in

den Hebungen, die sich lokal am Ende der Jurazeit auf dem jurassischen Meeresgrunde bethätigten, und durch welche die Brackwasserbildungen des Purbeck (siehe S. 598) bedingt wurden. Infolge dieser Niveauveränderungen wurde das mit Purbeckablagerungen bedeckte Areal zu einem morastigen, lagunenreichen Küstenstriche gehoben und erzeugte auf diesem eine üppige Flora von Cycadeen, Coniferen und Farnen, welche das Material der Wealdenkohle lieferten, und deren wohlerhaltene Reste uns in den die Flötze begleitenden Schieferthonen überliefert worden sind, genau wie es in der produktiven Steinkohlenformation der Fall ist (siehe S. 474). Bei Besprechung der Wealdenflora wird gezeigt werden, dass sie sich eng an die des Jura anschließt.

Die Hauptmomente der Entwickelung des tierischen Lebens im Verlaufe der Kreideformation sind folgende. Die Foraminiferen erscheinen in enormer Anzahl, nehmen einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der weißen Schreibkreide und sind überhaupt in den obersten Niveaus der Formation sehr häufig. Die Glaukonitkörner, welche manche Sandsteine, Mergel und Kalksteinschichten ganz ausfüllen, sind zum Teil nichts als die Steinkerne von Foraminiferen. Neben einer Unzahl mikroskopischer Formen fallen zahlreiche Vertreter der Geschlechter Textularia, Frondicularia, Nodosaria, Siderolithes, Orbitulina durch die Zierlichkeit ihres Baues ins Auge. Daneben erscheinen Globigerina, Orbitoides, Miliola, Nonionina und Operculina. Die Spongien erhalten einen noch größeren Formenreichtum wie die der Jurazeit. Vorzüglich besitzen die Hexactinelliden und Lithistiden in der oberen Kreideformation Repräsentanten von außerordentlich zierlicher und gefälliger Gestalt, so namentlich das schirmartige Coeloptychium, ferner Ventriculites, Coscinodora, Siphonia, Jerea u. a. Die Korallen kommen verhältnismäßig weniger zur Geltung als im Jura; ausgedehnte Korallenriffe und -bänke, wie sie für diese Formation bezeichnend sind, sind auf die oberste Stufe der dänischen Kreide (Korallenkalke von Faxe) und auf die alpinen Gebiete beschränkt. Die vorkommenden Arten gehören vorzüglich den Geschlechtern Cyclolites, Micrabacia, Trochosmilia, Heterocoenia, Astrocoenia, Latimaeandra, Calamophyllia, Thamnastraea, Cladocora, Heliopora u. a. an. Die Echiniden erreichen in der Kreide das Maximum ihrer Entwickelung durch eine so reichhaltige Entfaltung ihrer Genera, Spezies und Individuen, namentlich der bilateral-symmetrischen Seeigel und unter diesen vorzüglich der Holasteriden und Spatangiden, dass neben ihnen die übrigen Echinodermen fast völlig verschwinden. Die Gattungen Ananchytes, Galerites, Discoidea, Holaster, Epiaster, Hemiaster und Toxaster, ferner die regulären Salenia, Cidaris, Pseudodiadema und Cyphosoma gehören zu den charakteristischsten. Unter den Crinoiden besitzt Marsupites für die obere Kreide besondere Bedeutung.

Die Brachiopoden sind noch durch so zahlreiche Formen in der

Kreide vertreten, dass sich beim Vergleiche derselben mit denen des Jura eine Abnahme ihrer Zahl kaum wahrnehmen lässt. Ihre Gattung Rhynchonella produziert ebenso zahlreiche wie riesige Arten, die von einer Schar Varietäten umgeben sind; Terebratula, Terebratella, Magas, Megerlea, Lyra, Trigonosemus, Crania, Thecidea besitzen ebenfalls größere Häufigkeit. Von den Zweischalern liefern neben Ostrea sowohl Exogyra wie Gryphaea eine Anzahl Leitfossilien; ähnliches gilt von Pecten und Trigonia. Zu den wichtigsten Kreidezweischalern aber gehören die zahlreichen Arten von Inoceramus, über deren Verbreitung in den einzelnen Stufen der norddeutschen Kreide C. Schlüter*) nachstehende tabellarische Übersicht giebt.

Art der Inoceramen	Neocom	Gault	Cenoman	Turon	Emscher Mergel	Unter-Senon	Ober-Senon
In. Ewaldi Schlüt.	—	+					
In. concentricus Park. . .	—	+					
In. sulcatus Park.	—	+					
In. orbicularis Münst.. . .	—	—	+				
In. virgatus Schlut.. . . .	—	—	+				
In. labiatus Schloth. . . .	—	—	—	+			
In. Brongniarti Sow. . .	—	—	—	+			
In. inaequivalvis Schlüt.. .	—	—	—	+			
In. latus Sow.	—	—	—	+			
In. cuneatus d'Orb.	—	—	—	+			
In. undulatus Mant. . . .	—	—	—	+			
In. Cuvieri Sow.	—	—	—	+	+		
In. involutus Sow.	—	—	—	—	+		
In. digitatus Sow. . . .	—	—	—	—	+		
In. radians Schlut.	—	—	—	—	+		
In. gibbosus Schlut. . . .	—	—	—	—	+		
In. undabundus M. u. H. .	—	—	—	—	+		
In. cardissoides Goldf. .	—	—	—	—	—	+	
In. lobatus Munst.	—	—	—	—	—	+	
In. Crispii Mant.	—	—	—	—	—	+	+
In. Barabani Mont.	—	—	—	—	—	—	+

Höchst charakteristisch sind ferner für die Kreide die Hippuriten oder Rudisten und ihre Verwandten (Hippurites, Sphaerulites, Radiolites, Caprotina, Caprina), von denen jedes einzelne Individuum ein Beweismittel für kretaceïsches Alter ist. Dieselben füllen mit ihrer wuchernden, fast bis zum Ausschluss aller anderen organischen Formen gehenden Üppigkeit der Individuen namentlich die nach ihnen genannten Caprotinen- und Hippuritenkalke des südlichen Europas und Amerikas an. Eine besondere Bedeu-

*) Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 735; — u. Palaeontographica 1877.

tung für die Kreideperiode besaßen die Ammoniten und Belemniten*), welche erstere im Verlaufe derselben zu einer großartigen, aber ganz eigentümlichen Entfaltung gediehen, am Schlusse derselben aber gänzlich erloschen. Die bis dahin spiralig in einer Ebene eingewickelten Gehäuse winden sich spiralig im Raume (Turrilites), strecken sich geradlinig (Baculites), krümmen sich bogen-, haken- oder krummstabähnlich (Toxoceras, Scaphites, Hamites, Ptychoceras) oder ziehen sich wenigstens so aus einander, dass ihre einzelnen Umgänge sich nicht mehr berühren (Crioceras, Ancyloceras). Von den normal eingerollten Ammoniten gehören Hoplites, Desmoceras, Acanthoceras, Schloenbachia, Pachydiscus und Phylloceras zu den verbreitesten Geschlechtern. Dieser ganze Formenreichtum, sowie die Fülle der Belemniten erlischt mit der Kreide. — die Familie der Belemniten mit den eigentümlichen Gattungen Belemnitella und Actinocamax.

Von Crustaceen treten in der Kreideperiode neben langschwänzigen Dekapoden (z. B. Glyphaea, Calianassa, Podocrates, Hoploparia) und Cirripedien (z. B. Scalpellum und Pollicipes) die ersten echten Krabben auf. Die korallenähnlichen Stöcke der Bryozoën liefern einen staunenswerten Reichtum an Formen und spielen dadurch eine besonders wichtige Rolle, dass sie in manchen Niveaus der Kreide (Kreidetuff von Mastricht und New-Jersey) das fast ausschließliche Schichtenmaterial geliefert haben.

Fischreste sind in der Kreide ziemlich häufig. Sie gehören vorzugsweise den Knorpelfischen an, von welchen namentlich die breiten Malzähne von Ptychodus (Fig. 441) Interesse verdienen, weil sie nur aus der Kreide bekannt sind. Die scharfen, schneidigen und spitzen Haifischzähne, die sich an manchen Aufschlusspunkten der Kreide nicht selten finden, stammen von den Geschlechtern Lamna, Oxyrhina, Otodus und Corax. Die bis dahin so gewöhnlichen Ganoiden haben rasch abgenommen und sind auf wenige Arten beschränkt, dahingegen erscheinen Vertreter der in der Jetztwelt dominierenden Cycloid- und Ctenoidschupper, also der echten Knochenfische, zuerst in größerer Häufigkeit und Mannigfaltigkeit. Berühmte Fundstellen sind die Baumberge bei Münster und Sendenhorst (Agassiz, v. d. Mark, Schlüter, Palaeontographica 1863 und 1868). Reste von Reptilien sind in der Kreideformation seltener als im Jura, wo ihre Blütezeit war. Es zeigen sich noch einige Nachzügler von Plesiosaurus, Ichthyosaurus und Pterodactylus, dagegen sind Krokodilier und Schildkröten häufig. Zu ihnen gesellen sich Mosasaurus und Liodon, riesige, langgestreckte, fast



Fig. 441. Ptychodus latissimus Ag.

*) C. Schlüter. Die Cephalopoden d. oberen deut. Kreide. Kassel 1871 bis 1877; sowie Z. d. D. geol. Ges. 1876, S. 457. — M. Neumayr. Die Ammoniten der Kreide. ebend. S. 854.

schlangenähnliche Meeressaurier. Die **Dinosaurier** sind in Europa durch riesige Arten von **Iguanodon**, **Hylaeosaurus**, **Hadrosaurus** und **Megalosaurus** vertreten.

Von **Vögeln** sind bis jetzt in der europäischen Kreide nur seltene und geringfügige Reste (in England Enaliornis, in Böhmen Cretornis) gefunden. Um so wichtiger ist die reiche Ausbeute an Vogelresten, welche **Marsh** in der Kreide von Nordamerika, und zwar von Kansas gemacht hat*). Die kretaceïschen Vögel von Kansas tragen sämtlich Zähne in den Kiefern und wurden deshalb **Odontornithen** genannt. Von diesen war **Hesperornis** Fig. 442) ein Schwimmvogel mit nur stummelförmigen Vorderextremitäten und deshalb ohne Flugvermögen, also eine **Ratite**, jedoch die langen, schmalen Kiefer mit scharfen, gekrümmten Zähnen, welche in einer fortlaufenden Rinne stehen. **Ichthyornis**, eine mövenähnliche **Carinata**, besaß ausgezeichnetes Flugvermögen, Zähne in getrennten Höhlen und bikonkave Wirbel wie bei Fischen und gewissen Reptilien (Fig. 443 *a*, *b*).



Fig. 442. Hesperornis regalis Marsh.

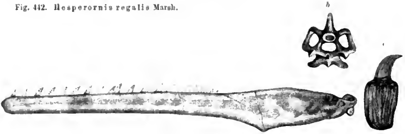


Fig. 443 *a* u. *b*. Ichthyornis dispar Marsh.
a Linker Unterkiefer; *b* einzelner Wirbel; *c* Zahn von Hesperornis.

Südliche und nördliche Kreidefazies. Ganz abgesehen von der doppelten, bald rein marinen, bald limnischen oder terrestren Ausbildung der untersten Kreide als Neocom und Wealden und der dadurch bedingten

*) O. C. Marsh., Odontornithes. A Monograph on the extinct toothed birds of North-America. 34 Taf. New-Haven 1880. — W. Dames. Archaeopteryx. Berlin 1884 S. 70.

Verschiedenartigkeit der Faunen und Floren dieser Schichtenkomplexe, zeigt es sich, dass die Kreideformation als Ganzes betrachtet in zwiefacher Weise, und zwar in ihren südlichen Territorien ganz anders wie in ihren nördlichen, zur Entwickelung gelangt ist, indem ihr paläontologischer Charakter, ähnlich wie dies bereits bei der Juraformation der Fall war (s. S. 603), in Folge von klimatischen Verschiedenheiten einen diesen Klimazonen entsprechenden verschiedenartigen Habitus aufweist. Der Hauptunterschied beider Faunen beruht darin, dass in die Kreide des Südens die fast ausschließliche, aber um so mannigfaltigere und großartigere Entwickelung der merkwürdigen Familien der Rudisten und Caprotinen fällt, welche der Norden weit kümmerlicher hervorgebracht hat, so das Senon Westfalens, des Harzrandes, des südlichen Schwedens, das sächsisch-böhmische Turon und Cenomau. Der Reichtum der südlichen Kreide an Hippuriten ist ein erstaunlicher und übertrifft fast den der Korallen im Jura, indem erstere ähnlich wie diese ganz gewaltige Komplexe von felsbildenden Kalksteinbänken zusammensetzen. Zu ihnen gesellen sich riffbauende Korallen und Gastropoden (Nerinea, Actaeonella), ferner die aus dem Jura heraufsteigenden Ammonitengeschlechter Lytoceras, Phylloceras und Haploceras, sowie die sog. Kreideceratiten (Buchiceras), welche der nördlichen Kreide meist fremd sind. Die letztere zeichnet sich im Gegensatze zu der südlichen durch die Mannigfaltigkeit der Formen und die große Anzahl der Individuen von Ammoniten und Belemnitellen sowie von Inoceramen aus. Die Verbreitungszone der Kreide mit südlichem Habitus erstreckt sich von Portugal durch die Pyrenäen, das südliche Frankreich beide Seiten der Alpen entlang, durch Nordafrika, Palästina, Syrien, Kleinasien und von da östlich bis Afghanistan und Indien, — die der nordischen Kreide von England durch Nordfrankreich und Norddeutschland, sowie das südliche Schweden. Ebenso sind in Amerika die Hippuritenkalke auf Columbia, Mexiko, Westindien, Alabama und Texas beschränkt, während sie weiter nördlich, in California, Nevada, Dakota, Kansas, Tennessee und New-Jersey fehlen.

Gliederung der Kreideformation. Wesentlich nach dem Vorgange d'Orbigny's gliedert man die Kreide in folgende Hauptabteilungen:

II. obere Kreide

3. **Senon,**
2. **Turon,**
1. **Cenoman,**

I. untere Kreide

2. **Gault,**
1. **Neocom** oder **Hils,** nebst **Wealden.**

Die Gliederung

		Im nordwestlichen Deutschland, nach *v. Strombeck* u. a.	In Westfalen, nach *Schlüter*.	Im Limburgischen Territerium, nach *Römer* und *Holzapfel*.	In Sachsen, nach d. geol. Landesuntersuchung.
Obere Kreide.	Senon.	(Faxe und Saltholmskalke Dänemarks).	Zone des Heteroceras polyplocum und Scaph. pulcherrimus.	Kreidetuff von Mastricht und Aachen mit viel Bryozoën, Bel. mucronata.	
		Schichten mit Bel. mucronata, Mag. pumilus, Rhynch. octoplicata, Ter. gracilis, Bacul. Fanjasi, Ananch. ovata (Überquader).	Zone des Amm. Coesfeldensis und Micraster glyphus, Bel. mucronata.	Kreidemergel mit Bel. mucronata, Ter. carnea, Mag. pumilus, Ost. vesicularis, Bac. Fanjasi.	
		Schichten mit Actin. quadratus, Ost. vesicularis, Micr. coranguinum, Marsupites ornatus, Senonquader, Salzberg- und Sudmerbergschichten.	Zone der Becksia Soekelandi, Bel. quadrata. Schichten von Dülmen mit Scaph. binodosus. Quarzige Gesteine von Haltern mit Pecten muricatus. Sandmergel von Recklinghausen mit Marsup. ornatus.	Schichten mit Actin. quadratus. Aachener Sande mit viel Pflanzen. Glaukonitische Sande mit Vola quadricosta. Bac. incurvatus.	
		Emscher, Zillysandst. und graue Mergel d. nördl. Harzrandes.	Zone d. Amm. Margae, Emscher Mergel.		Überquader.
	Turon.	Schichten mit Inoceramus Cuvieri.	Zone des Inocer. Cuvieri.		Stufe des Scaphites Geinitzi u. Sc. auritus: Thone u. Mergel von Zatzschke. (Strehlener Pläner.)
		Schichten mit Scaphites Geinitzi, Amm. peramplus, Spondyl. spinosus, Micr. breviporus.	Zone des Spondylus spinosus = Scaphiten-Pläner.		Stufe des Inoceramus Brongniarti: Brongniarti Quader = Oberquader = Isersandstein. Pläner von Krietzschwitz. Glaukonitsandsteine mit Rhynch. bohemica. (Strehlener Pläner.)
		Weiße Kalke mit Galerites albogalerus, Ter. Becksii, Inoc. Brongniarti.	Zone des Inoceramus Brongniarti und Amm. Woolgari.		
		Rote Kalke mit Inoc. Brongniarti, Inoc. labiatus, Ter. semiglobosa.	Zone d. Inoc. labiatus u. Amm. nodosoides. Zone des Actinocamax plenus.		Stufe des Inoceramus labiatus: Labiatus-Quader = Mittelquader, übergehend in Labiatus-Pläner = mittlerer Pläner.
	Cenoman.	Schichten mit Amm. Rhotomagensis.	Zone d. Amm. Rhotomagensis und Hol. subglobosus.		Stufe der Ostrea carinata: Carinaten-Quader = Unterquader, übergehend in Grünsande, sowie in Carinaten-Pläner = unterer Pläner.
		Schichten mit Amm. varians, Inoc. striatus, Holaster carinatus.	Zone des Amm. varians.		
		Schichten mit Amm. varians, Ostr. diluviana, O. carinata, Tourtia od. Essener Grünsand.	Zone des Pecten asper u. Catopygus carinatus = Tourtia.		Stufe der Credneria: Pflanzenführende Schichten von Niederschöna u. a. O.
Untere Kreide.	Gault.	Flammenmergel.	Mergel mit Avic. gryphaeoides und Amm. inflatus.		
		Thon mit Bel. minimus.	Zone d. Amm. auritus.		
		Schichten mit Amm. Milletianus u. Amm. tardefurcatus.	Zone d. Amm. Milletianus und tardefurcatus.		
		Gargas-Mergel mit Bel. Ewaldi, Amm. nisus.	Zone des Amm. Martini und Bel. Ewaldi.		
		Speetonclay mit Bel. Brunsvicensis, Amm. venustus.	Zone des Bel. Brunsvicensis.		
		Crioceras-Schichten mit Crioceras Emerici.			
	Neocom oder Hils.	Hilsthon m. Bel. subquadratus, Amm. noricus, Thrac. Phillipsi, Glyphaea ornata.	Neocom oder Hils-Sandstein des Teutoburger Waldes.		
		Hilskonglomerat mit Tox. complanatus, Pyr. pygaea, Ter. oblonga, Ost. macroptera. | Wealdenthon m. Melania strombiformis, Cyrena, Cypris. Deistersandstein mit Steinkohlenflötzen.			

r Kreideformation.

Oberschlesien und len, nach *F. Romer.*	In England.	Im nördlichen Frankreich.	In den Alpen. Westl. Nordalpen. Vorarlberg, Allgäu.	In den Alpen. Östliche Nordalpen.
	Danien fehlt.	Danien. Calcaire pisolithique. Calcaire a Baculites.		
Polen: hichten mit Bel. mucronata. ichten mit Gal. sub- ›tundus, Marsupites ornatus.	Upper-Chalk with Flints. Schichten der Bel. mucronata. Schichten der Bel. quadrata. Schichten des Marsup. ornatus. Schichten des Micrast. coranguinum. Schichten des Micr. cortestudinarium.	Campanien. Craie à Bel. mucronata, Ostrea vesicularis. Craie à Bel. quadrata, Ostr. Merceyi. Santonien. Craie à Micr. coranguinum; Inoc. digitatus. Craie à Micr. cortestudinarium; Amm. texanus. Craie à Micr. brevis.	Niereuthaier Schichten mit Bel. mucronata, Ananchytes ovatus. Bayern, Salzkammergut.	Wiener und Karpathensandstein.
Oberschlesien: lkmergel von Oppeln mit Scaph. Geinitzi.	Lower Chalk without Flints. Schichten des Holaster planus. Schichten der Terebratulina gracilis und Inoc. Brongniarti. Schichten des Inoceramus labiatus und Amm. peramplus.	Angoumien. Craie à Micr. breviporus. Craie à In. Brongniarti. Craie à Ter. gracilis. Ligérien. Craie à Inoc. labiatus; Amm. nodosoides.	Seewenschichten: Seewenmergel und Seewenkalk mit Inoc. Cuvieri, In. Brongniarti, Amm. rhotomagensis, Amm. varians, Holaster subglobosus, Micraster breviporus.	Gosauschichten: Sandsteine und Mergel mit Actaeonella, Nerinea, Cyclolites, sowie Hippuritenkalk (mit Hipp. cornuvaccinum).
Sandige Kalke von ›peln und Leobschütz Amm. Rhotomagensis. Sandstein von Leobschütz mit Exog. columba. Protoc. hillanum, Ost. carinata.	Schichten des Bel. plenus, und Holaster subglobosus. Chloritic Marl, Upper Greensand. Schichten des Pecten asper.	Carentonien. Marne glauconifère et blanche à Bel. plenus. Calcaire à Am. rhotomagensis. Rotomaglen. Marne glauconieusolu à Amm. varians. Sables verts à Pect. asper (Tourtia).	Orbitulinen-Schichten.	Orbitulitenschichten.
Godula-Sandstein. (Bel. minimus?)	Schichten des Amm. inflatus. Thone mit Amm. cristatus, Inoc. sulcatus. Thone mit Amm. auritus. Thone mit Hamites rotundus, A. interruptus, Crioceras etc.	Albien. Argile à Amm. inflatus. Sable vert à Amm. mammillaris.	Grünsand mit Turrilites Borgeri (Turrilitensand).	
Wernsdorfer Schichten mit Ancyl., Crioceras, ›cadites, Pterophyllum. Zamites.	Lower Greensand. Schichten der Perna Mulleti, Exogyra sinuata. Schichten mit Pecten cinctus, Ancyloceras. Schichten mit Amm. speetonensis.	Aptien. Sables à Amm. Milletianus. Argile à Plicatula placunea. Urgonien. Argile ostréenne (O. aquila. O. Leymeriei, Cardium, Serpula).	Schrattenkalk (Caprotinenkalk). Orbitulitenkalk (O. lenticularis).	
bere Teschener Schiefer nd Sandsteine mit Amm. ›adiatus, Amm. neocomiensis. Teschener Kalksteine mit Aptychus, Bel. pistillif. Untere Teschener Schiefer.	Schichten mit Amm. noricus, Toxast. complanatus. Schichten mit Amm. astierianus und Tox. complanatus. Wealden.	Néocomien. Marnes et calcaires à spatangues (Tox. complanatus, Ostrea Couloni. Am. radiatus. Sables et marnes).	Stufe des Bel. dilatatus u. Toxast. complanatus (Spatangenkalk, Hauterivien). Stufe des Bel. latus (Valengien). Stufe der Ter. diphyoides (Berrias-Stufe). (Majolica und Biancone der lombard. u. venetian. Alpen).	

I. Die untere Kreide.

1. Neocom oder Hils, nebst Wealden.

Im nordwestlichen Deutschland besteht der Hils zu unterst aus Kalksteinen, auf welche Konglomerate und zu oberst Thone (Hilsthone) folgen, welche jedoch auch, so am Teutoburger Walde und in den Gildehäuser Bergen, durch Sandsteine vertreten sein können (diese oft reich an Nadeln von Kieselspongien), in Österreich, Oberschlesien aus Mergelschiefern mit untergeordneten, dünngeschichteten Kalksteinen, in England und im nördlichen Frankreich aus glaukonitischen Mergeln und Sandsteinen (lower green-

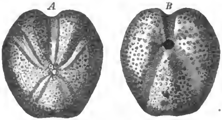


Fig. 444. Toxaster complanatus Ag. *A* von oben; *B* von unten.

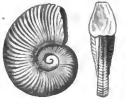

Fig. 446. Ammonites (Hoplites) noricus Schloth.


Fig. 445. Exogyra sinuata Sow.


Fig. 447. Crioceras Duvali Lév.

sand), sowie aus graublauen Thonen. In diese Stufe gehören auch die z. T. 30 m mächtigen Eisensteinablagerungen von Salzgitter. Außer durch seine Stellung an der Basis der Kreideformation wird das Neocom in fast allen seinen Verbreitungsgebieten durch folgende organische Reste kenntlich gemacht: Toxaster complanatus Ag. (Fig. 444), Pyrina pygaea Desh., Terebra-

tula oblonga Sow., Rhynchonella depressa Sow., Terebratula tamarindus Sow., Exogyra Couloni d'Orb. (= Exog. sinuata Sow.) (Fig. 445), Pecten crassitesta Röm., Avicula macroptera Sow., Thracia Phillipsi Röm., Belemnites subquadratus Röm., Ammonites (Hoplites) noricus Schloth. (Fig. 446), Amm. (Hoplites) radiatus, Amm. (Olcostephanus) asterianus d'Orb., Crioceras Duvali Lév. (Fig. 447).

In den Bemerkungen über den Purbeck und über den paläontologischen Charakter der Kreide (S. 598 und 616) ist bereits hervorgehoben worden, dass am Ende der Juraperiode größere Regionen des damaligen Meeresgrundes über den Spiegel der See gehoben wurden, ein Vorgang, welcher die Ablagerung derjenigen Delta- und Morastbildungen bedingte, welche wir Wealdenformation nennen.

Die **Wealdenformation** überlagert konkordant die obersten, selbst bereits limnischen Schichten des Jura, den Purbeck, und wird von den Thonen und Sandsteinen des oberen Neocoms ebenso gleichmäßig bedeckt (Fig. 448), ein Beweis für die ruhige Stetigkeit des säkularen Hebungs- und

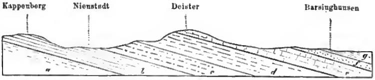


Fig. 448. Profil durch den Purbeck und Wealden des westlichen Deisters. Nach *Heinrich Credner*.

g Hilsthon; oberes Neocom
f Wealdenthon } Wealden
e Wealdensandstein }
d Serpulit }
c Münder Mergel } Purbeck
b Eimbeckhäuser Plattenkalke }
a Kimmeridge und Portland.

Senkungsvorganges. In anderen Distrikten, wo keine Hebungen des Meeresgrundes stattfanden, ist die Wealdenformation natürlich nicht zur Ablagerung gelangt, vielmehr hat die Bildung mariner Sedimente ihren ununterbrochenen Fortgang genommen, — eine Erscheinung, für die wir bereits in der karbonischen und permischen Formation ein Analogon besitzen, wo z. B. im Westen Nordamerikas auf den unteren der obere Kohlenkalk und auf diesen direkt der Zechsteinkalk folgt, während an anderen Punkten, an denen eine Oszillation des Meeresbodens stattfand, die Land- und Sumpfbildung der produktiven Steinkohlenformation zwischen die marinen Komplexe des unteren Kohlenkalkes und des Zechsteines zwischengelagert ist. Die Aufeinanderfolge der aus ähnlichen geologischen Vorgängen resultierenden Schichtensysteme des oberen Jura und der unteren Kreide ist demnach von unten nach oben gelesen:

Rein marine Gebilde	Durch limnische und terrestre Gebilde unterbrochene marine Schichtenreihe	
Oberes Neocom	Hilsthon, marin	Senkung
Unteres Neocom	Wealdenthon, brackisch	
	Wealdensandstein u. -kohle, Sumpf- und Landbildung	
Portland	Purbeck, brackisch	Hebung
	Unterer Portland, marin	

S t r u c k m a n n glaubt den Wealden nicht als Äquivalent der untersten kretaceïschen Schichten auffassen zu dürfen, sondern denselben der oberen Juraformation zurechnen zu müssen (Wealden-Bildungen von Hannover, 1880, und Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 227. und 1887. S. 54).

Die echte Wealdenformation ist nur in zwei Distrikten bekannt, in England (Kent, Sussex, Essex), von wo aus sie nach Belgien und Frankreich in die Umgebung von Boulogne übersetzt, und im nordwestlichen Deutschland, wo sie in dem Landstriche zwischen Helmstädt im Herzogtum Braunschweig und Bentheim, nahe der holländischen Grenze, an sehr vielen Punkten zu Tage ausgeht und namentlich an der Zusammensetzung des Deister, Osterwald, Süntel, der Bückeburger Berge, des Teutoburger Waldes einen wesentlichen Anteil nimmt.

Die Wealdenformation besteht aus zwei Gliedern, einem unteren sandigen und einem oberen thonigen. Das erstere wird in Deutschland als W e a l d e n- oder D e i s t e r s a n d s t e i n, in England als H a s t i n g s s a n d, — das zweite als W e a l d e n t h o n oder W e a l d c l a y bezeichnet.

Der deutsche W e a l d e n s a n d s t e i n oder D e i s t e r s a n d s t e i n, ein lichtgelber oder graulicher, feinkörniger Sandstein, bildet in zum Teil über 3 m starken Bänken einen bis 180 m mächtigen Schichtenkomplex, aus welchem in zahlreichen Steinbrüchen ein ausgezeichnetes Baumaterial gewonnen wird. In ihnen eingeschaltet treten neben zahlreichen Lagen von dunkelen S c h i e f e r t h o n e n, welche zum Teil von Pflanzenresten angefüllt sind, z. B. am Deister 15 Flötze von mehr oder weniger reiner bituminöser, schwarzer, stark glänzender S t e i n k o h l e auf, welche der Mehrzahl nach nur 0,07 bis 0,20 m mächtig sind, während andere 1, ja über 2 m Mächtigkeit erreichen und deshalb Abbauwürdigkeit besitzen, so dass auf ihnen (so am Osterwald, am Deister, bei Obernkirchen, bei Borgloh) ein ziemlich bedeutender Bergbau umgeht. Diese Kohle ist zweifelsohne von denselben Coniferen, Cycadeen und Farnen gebildet worden, deren Überreste so häufig in den sie begleitenden Schieferthonen vorkommen.

Nach S c h e n k besteht die Vegetation des Wealden, wenn man von einer zweifelhaften Monokotyledonenform abstrahiert, ausschließlich aus G e f ä ß k r y p t o g a m e n und G y m n o s p e r m e n, welche in der Weise an

der Zusammensetzung der Gesamtflora Teil nehmen, dass die Artenzahl der ersteren ungefähr das doppelte von jener der Gymnospermen beträgt, diese jedoch durch ihr massenhaftes Vorkommen für gewisse Schichten viel charakteristischer sind als die Gefäßkryptogamen, während Dikotyledonen noch vollständig fehlen. Die Gefäßkryptogamen gehören den Equisetaceen, Farnen und Marsiliaceen an, von welchen die ersteren durch Equisetum, die Marsiliaceen durch Jeanpaulia, die Farne ebenfalls durch Gattungen, welche bereits für das Rhät, den Lias, den braunen und weißen Jura charakteristisch waren, so durch Baiera, Oleandridum, Laccopteris, Sagenopteris, Dictyophyllum repräsentiert sind. Eine ebenso scharf ausgeprägte Verwandtschaft mit rhätischen und jurassischen Formen, wie bei den Farnen, tritt bei den Cycadeen des Wealden in einer Anzahl Anomozamites-, Pterophyllum-, Podozamites-Arten hervor. Die Coniferen treten, was ihre Artenzahl betrifft, im Vergleiche mit Farnen und Cycadeen stark in den Hintergrund, wenn sie ihnen auch an Individuen-Reichtum nur wenig nachstehen, indem sie einen Hauptanteil an der Bildung der Wealdenkohle genommen haben. In dieser Beziehung ist namentlich Abietites Linki Röm. zu nennen. Der Gesamtcharakter der Wealdenflora ist nach dem oben Gesagten als ein ausgesprochen jurassischer zu bezeichnen, d. h. ihre Vegetation gehört noch derselben Entwickelungsstufe des Pflanzenreiches an, welche mit jener der rhätischen Formation beginnt und in der unteren Kreide ihren Abschluss findet. In Deutschland tritt erst in der oberen Kreideformation eine vollständige Änderung der gesamten Flora ein; es erscheinen die Dikotyledonen (s. S. 616), — Farne und Gymnospermen treten gegen dieselben zurück, während im Wealden diese beiden Gruppen beinahe ausschließlich die Vegetation zusammensetzen.

Von Tierresten sind Cyrena-, Paludina-, Cypris-Arten, ferner Fragmente von Lepidotus (Lep. Mantelli Ag.) und Sphaerodus am häufigsten; zu ihnen gesellen sich einige Schildkröten, Krokodilier, Plesiosaurier und Dinosaurier (Iguanodon, Megalosaurus, Stenopelix). Von letzteren stammen auch die bei Bad Rehburg und Oberukirchen vorkommenden Fährten*). — Das Klima der Wealdenperiode war, wie die große Anzahl der Farne, das Vorkommen baumartiger Farne, zahlreicher Cycadeen und der Habitus der Coniferen beweist, noch ein durchaus tropisches.

Der Deistersandstein wird von der zweiten Etage der Wealdenformation, dem W e a l d e n t h o n e, in 20 bis 80 m Mächtigkeit überlagert (Fig. 448). Es sind dunkelgraue, dünngeschichtete, magere Schieferthone mit schwachen, sehr regelmäßigen Lagen von sandigem Kalksteine. Letztere zeichnen sich durch ihren erstaunlichen Reichtum an Cyrenen, Cyclas, Corbula, Pa-

*) E. Koken. Dinosaurier, Crocodilier und Sauropterygier des norddeut. Wealden. Pal. Abh. III. H. 5. Berlin 1887.

ludinen und Melanien, manche der Schieferthone und Mergel durch die Menge der Cypris- und Unio-Individuen aus, welche sie bergen. Die charakteristischsten Vertreter dieser echten Brackwasserfauna sind: Cyrena ovalis

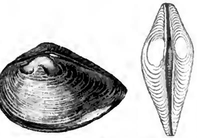


Fig. 449. Unio Waldensis Mant.

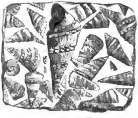


Fig. 450. Melania strombiformis Schloth.



Fig. 451. Cypris Waldensis Sow. Vergrößert und in natürlicher Größe.

Dunk., Unio Waldensis Mant. (Fig. 449), Melania strombiformis Schloth. (Fig. 450), Paludina fluviorum Mant., Cypris Waldensis Sow. (Fig. 451).

In Belgien sind in dem Wealdenthon, welcher bei Bernissart eine grabenförmige Verwerfung ausfüllt, mehrere fast vollkommene Skelette von Iguanodon (Fig. 452) entdeckt worden. Diese riesigen (3—4 m hohen) pflanzenfressenden Dinosaurier bewohnten die damaligen Waldungen, gingen wie die Vögel auf gewaltigen dreizehigen Hinterbeinen, während die fünffingerigen Vorderextremitäten sehr kurz waren. Der kolossale Schwanz diente als Stütze beim Gehen. Die Zähne sind spatelförmig, zweischneidig und an beiden Rändern scharf gekerbt (Fig. 452 *A* und *B*).

In England wird die untere Etage der Wealdenformation, wie bereits hervorgehoben, von Hastingssand gebildet. Es sind dies eisenschüssige Quarzsande und Sandsteine, welche mit Thonen und Mergeln wechsellagern, in denen jedoch eigentliche Steinkohlen wie in Deutschland nicht vorkommen. Dahingegen umschließen sie verkohlte Pflanzenreste, ferner zahlreiche Süßwasser- und Brackwassermollusken aus den Geschlechtern Cyrena, Cyclas, Unio, Paludina, Melania, namentlich aber die Reste von Fischen (Lepidotus), Schildkröten (Emys und Trionyx) und Reptilien, unter denen sich diejenigen von Iguanodon durch ihre Größe auszeichnen. Auf den Hastingssandstein folgt der Wealdclay, graue fette Thone und untergeordnete Kalksteine mit spatelförmigen Zähnen und Knochenfragmenten von Iguano-

don, sowie mit Cypris und Paludina, welche letztere manche Schichten ganz ausschließlich zusammensetzen.

In Nordamerika hat man als ungefähre und zwar ebenfalls Kohlenflötze und Landpflanzen führende Äquivalente der Wealdenformation die Potomac-Gruppe von Maryland und Virginia, die Great-Falls-Gruppe von Montana und die Kootanie-Gruppe von Canada angesprochen. Unter diesen erhält die Potomac-Gruppe dadurch besondere geologisch-paläontologische Bedeutung, dass sie neben Equiseten, Farnen, Cy-

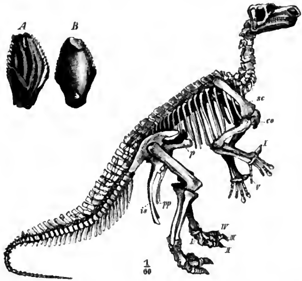


Fig. 452. Iguanodon Mantelli Ow. aus dem belgischen Wealdenthon. Nach *Dollo*.
sc = Scapula; *co* = Coracoid; *p* = Pubes; *pp* = Postpubes; *is* = Ischia.
A u. *B* = Zähne (*A* von außen; *B* von innen).

cadeen und Coniferen die ältesten bis jetzt bekannten Laubhölzer und zwar bereits in großer Artenzahl, wenn auch z. T. noch in wenig differenzierten Kollektivformen enthält*).

2. Gault.

Die bis über 300 m mächtige Schichtenreihe des Gaults besteht in Deutschland, England und Frankreich aus plastischen dunkelen, zum Teil glaukonitischen Thonen, mageren Schieferthonen und Mergeln, welche nur lokal von reinen oder mergeligen Kalksteinen, sowie von hellbraunen oder weißen Sandsteinen (bei Halberstadt, Goslar) verdrängt werden. Als letztes

*) Fontaine. The Potomac or younger mesozoic flora. Monogr. U. St. geol. Surv. Vol. XV. 1889. — Feistmantel. Älteste Dikotyledonen. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 27. — Newberry. Am Journ. of Sc. XVI. 1891. S. 191.

Glied des deutschen Gaults erscheint fast überall der Flammenmergel, ein heller, von dunkelen Flammen und Streifen durchzogener Mergel mit Aucella (Avicula) gryphaeoides. Im allgemeinen ist an der Fauna des Gaults ihr großer Reichtum an Belemniten und Ammoniten und zwar sowohl an echten Ammoniten, wie an deren Nebenformen bemerkenswert. Letztere kommen in besonderer Mannigfaltigkeit der Formen und Menge der Individuen in den untersten Stufen des Gaults, den danach benannten Ancyloceras- (Crioceras-) Schichten und im Aptien vor und gehören den Geschlechtern Hamites, Macroscaphites, Ancyloceras, Crioceras, Toxoceras (Fig. 455) und Turrilites (Fig. 458) an. Als ihre Hauptvertreter mögen hier Ancyloceras Matheronianum d'Orb. (Fig. 456), Anc. Bowerbanki Sow., Hamites attenuatus Sow., Macroscaphites Ivani d'Orb., Crioceras Emeriei Lév. angeführt werden. Von Ammoniten sind Ammonites (Placenticeras) nisus d'Orb., Amm. (Schloenbachia) inflatus Sow., Amm. (Desmoceras) Mayorianus d'Orb., Amm. (Hoplites) auritus Sow. (Fig. 454), Amm. (Acanthoceras) Milletianus d'Orb. zu erwähnen, während von Belemniten für den deutschen Gault drei Arten: Belemnites Brunsvicensis Stromb. (Fig. 459), Bel. Ewaldi Stromb., Bel. minimus List. deshalb doppelte Wichtigkeit besitzen, weil sie drei verschiedene Niveaus einnehmen und deshalb vorzügliche Orientierungsmittel abgeben. Von Zweischalern und Brachiopoden sind für den Gault charakteristisch: Terebratula Moutoniana d'Orb., Inoceramus sulcatus (Fig. 453) und concentricus Park., Avicula aptiensis d'Orb., Trigonia caudata Ag.

Spezielle Gliederung der norddeutschen unteren Kreide; nach v. Strombeck.

II. Gault.

3. Oberer Gault.

b. Flammenmergel, hellgraue, dunkelgefleckte und geflammte Thone und Mergel mit Ammonites inflatus, A. lautus, A. auritus und Avicula gryphaeoides.

a. Minimus-Thon, grüngraue Thone mit Belemnites minimus.

2. Mittlerer Gault.

b. Graue, plastische Thone mit Ammonites tardefurcatus.

a. Graue schieferige Thone mit Ammonites Milletianus und viel Konkretionen von Thoneisenstein.

1. Unterer Gault.

c. Gargas-Mergel; weiße Mergel mit Belemnites Ewaldi, Ammonites nisus, Avicula aptiensis.

b. Thone mit Ammonites Martini.

a. Speeton-Thon mit Belemnites Brunsvicensis, Ammonites venustus, Ammonites nisus.

I. Hils.

2. Oberer Hils.

c. Crioceras-Schichten, Thone mit Crioceras Emerici und Ancyloceras simplex.

b. Thone voll Ostrea Couloni.

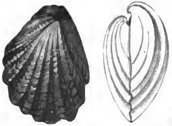


Fig. 453. Inoceramus sulcatus Park.



Fig. 454. Ammonites (Hoplites) auritus Sow.



Fig. 455. Toxoceras bituberculatum d'Orb.





Fig. 456. Ancyloceras Matheronianum d'Orb.

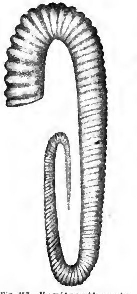


Fig. 457. Hamites attenuatus Sow.



Fig. 458. Turrilites catenatus d'Orb.



Fig. 459. Belemnites Brunsvicensis Stromb.

Aus dem Gault.

a. Elligserbrink-Thone mit Belemnites subquadratus, Bel. pistilliformis, Ammonites noricus, Thracia Phillipsi, Glyphaea ornata.

1. Unterer Hils.

Kalke, Mergel und Konglomerate, sowie im Teutoburger Walde Sandsteine, mit Rhynchonella depressa, Terebratula oblonga, Pyrina pygaea, Ostrea macroptera, Ammonites asterianus, Amm. radiatus, bidichotomus. Im oberen Komplexe mit Toxaster complanatus.

Als terrestre und limnische Fazies des unteren Hils: die norddeutsche Wealdenbildung.

Die südliche Fazies der unteren Kreide. Der südlichen Klimazone der kretaceïschen Periode gehören die unteren Kreidebildungen der Alpen, der Karpathen, Südfrankreichs, Spaniens, Italiens und Nordafrikas an. Im alpinen Teile Südfrankreichs trägt die unterste Stufe des Neocoms (Berrias-Stufe; Stufe der Terebratula diphyoides und des Ammonites occitanus) noch vollständig den Charakter einer Übergangsbildung zum oberen Jura, in welche noch eine Zahl von jurassischen Ammoniten unverändert emporsteigt. Diese und die nächst folgende Stufe des Belemnites latus und diejenige des Bel. dilatatus (Hauterivien; Spatangenkalk, mit Toxaster complanatus und Ammonites Asterianus) repräsentieren das Neocom. Der untere Gault hingegen wird vertreten durch die Schichten mit Crioceras Emerici und Macroscaphites Ivani (Barrêmien Südfrankreichs, Wernsdorfer Schichten der Karpathen). An Stelle derselben sind im Schweizer Jura und in den Alpen die Caprotinen- oder Schrattenkalke zur Entwickelung gelangt, mächtige, weiße Felsenkalke z. T. reich an Caprotina (Requienia) ammonia Golf. (Fig. 460) und an Sphaerulites.

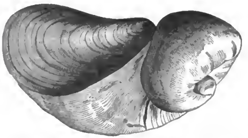


Fig. 460. Caprotina (Requienia) ammonia Goldf.

Darüber folgt der ähnlich wie im Norden entwickelte obere Gault mit Ammonites Milletianus und Amm. interruptus und Turrilites.

Als charakteristisches Beispiel einer derartigen Entwickelung der südlichen Unterkreide kann diejenige des Schweizer Jura gelten:

II. Gault.

3. Kalkstein mit Ammonites interruptus.

2. Grünsandstein mit Ammonites Milletianus, lokal vertreten durch Orbitulinenkalke.

1. Caprotinenkalke (= Apturgonien).

I. Neocom.

3. Hauterivien, Kalke und Mergel mit Crioceras Duvali, Ammonites noricus, Belemnites pistilliformis, Belemnites dilatatus, Ostrea Couloni, Toxaster complanatus.

2. Valenginien, Mergel und Kalksteine mit Amm. neocomiensis, A. Gevrillanus, Ostrea macroptera, Strombus Leviathan.

1. Purbeck, Grauer Mergel mit Süßwasserconchylien (lokal).

Weiter im Süden schieben sich zwischen dieses Valenginien und das Tithon als verbindendes Übergangsglied die Berrias-Kalke ein (siehe oben).

Schließlich ist noch zu bemerken, dass die unterste Etage des Gault, die Ancyloceras-Schichten sowohl, wie deren angeführte Äquivalentgebilde, die Caprotinenschichten oder Schrattenkalke, von vielen Geologen als oberste Zone des Neocoms betrachtet und auch wohl als Urgonien oder als Apturgonien bezeichnet werden.

II. Die obere Kreide.

1. **Cenoman** (Unterquader, Unterpläner).

Diese Stufe der Kreideformation besteht in England, Nordfrankreich und Westfalen aus glaukonitischen Sandsteinen, Thonen und Mergeln (dem upper greensand, der chloritischen Kreide von Rouen, der Tourtia, dem Grünsand von Essen), in Hannover aus thonigen Kalken und Kalkmergeln, in Sachsen und Böhmen zu unterst aus zum Teil glaukonitischem Quadersandstein, darüber oder statt dessen lokal aus Plänerkalk (Unterquader und Unterpläner, Korycaner Schichten). Für die unteren Schichten dieser

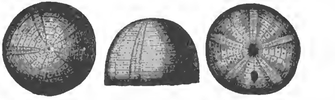


Fig. 461. Discoidea cylindrica Ag. Cenoman.



Fig. 462. Ostrea carinata Lam. Cenoman.

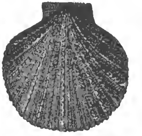


Fig. 463. Pecten asper Lam. Cenoman.

Stufe sind charakteristisch: Catopygus carinatus Ag., Ostrea carinata Lam., (Fig. 462), Ost. diluviana Goldf., Pecten asper Lam. (Fig. 463), Protocardium Hillanum Beyr. (Fig. 465), Exogyra columba Desh. (Fig. 464), Ammonites (Acanthoceras) Mantelli Sow. (der jedoch durch das ganze Cenoman hinaufsteigt). Die nächst höheren Schichten zeichnen sich durch die Führung von Ammonites (Schloenbachia) varians Sow. und Scaphites aequalis Sow.

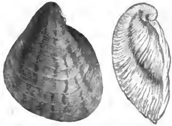


Fig. 464. Exogyra columba Desh. Cenoman.

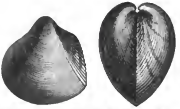


Fig. 465. Protocardium Hillanum Beyr. Cenoman.

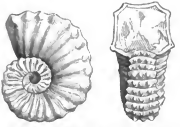


Fig. 466. Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn. Cenoman.



Fig. 467. Scaphites aequalis Sow. Cenoman.

(Fig. 467) aus. Das oberste Cenoman enthält Discoidea cylindrica Lam. (Fig. 461), Holaster subglobosus Lesk., Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn. (Fig. 466), Turrilites costatus Lam.

Höchst wichtig ist das Vorkommen von Abdrücken und verkohlten Resten von Laubhölzern, namentlich von Credneria (Fig. 440), Ficus, Populus, Salix, Acer, Alnus, Laurus u. a. in den dem cenomanen Quader angehörigen Schieferthonen z. B. von Niederschöna bei Freiberg und Perutz in Böhmen. Es sind die ältesten Angiospermen, von denen wir Kunde in Zentraleuropa haben.

2. Turon.

Diese Unterabteilung der Kreideformation wird im nördlichen Frankreich und in England von weißen oder hellgrauen, feinerdigen und weichen Mergeln (Kreidemergeln), in Westfalen z. T. von eben solchen, z. T. von Mergelkalk, dem Pläner, in Hannover und Braunschweig von

fleischroten und weißen, kalkigen Mergeln und Kalksteinen, in Sachsen, und Böhmen von Quadersandstein mit Einlagerungen von Plänerkalken und

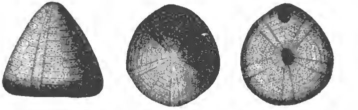


Fig. 468. Galerites albogalerus Lam.



Fig. 469. Trigonia scabra Lam.

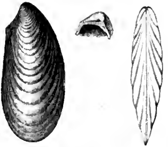


Fig. 470. Inoceramus labiatus Brongn.



Fig. 472. Ammonites (Pachydiscus) peramplus Mant.

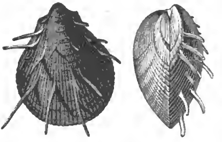


Fig. 471. Spondylus spinosus Defr.

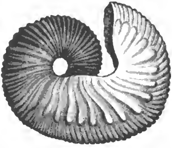


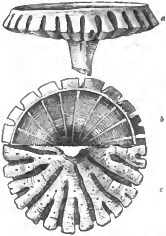
Fig. 473. Scaphites Geinitzi d'Orb.

Aus dem Turon.

Mergeln, z. T. auch ausschließlich aus solchen gebildet. Die wichtigsten Erkennungsmerkmale dieser Abteilung liefern folgende organische Reste: Galerites albogalerus Lam. (Fig. 468), Micraster cortestudinarium Goldf., Epiaster breviporus d'Orb., Holaster planus Mant., Inoceramus Brongniarti Sow., Inoceramus labiatus Brongn. (= I. mytiloides Mant., Fig. 470), I. Cuvieri Sow., Trigonia scabra Lam. (Fig. 469), Spondylus spinosus Defr. (Fig. 471). Terebratula semiglobosa Sow., Ammonites (Acanthoceras) Woolgari Mant. und nodosoides Schloth., Amm. (Pachydiscus) peramplus Sow. (Fig. 472), Scaphites Geinitzi d'Orb. (Fig. 473).

3. **Senon.**

Die Gesteine, welche diese Schichtenreihe zusammensetzen, sind in England, im nördlichen Frankreich, auf Rügen und Moen weiße Schreibkreide, bei Aachen und Mastricht lose Sande, Mergel und bryozoënreiche



a

b

c

Fig. 474. Coeloptychium incisum Röm. Senon.
a von der Seite; b von oben; c von unten.

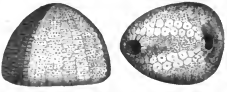


Fig. 475. Ananchytes ovata Lam. Senon.



Fig. 477. Crania Ignabergensis Retz.
A beide Klappen; B obere Klappe von oben.

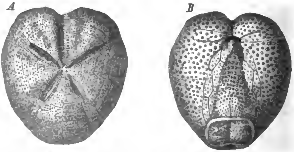


Fig. 476. Micraster coranguinum Kl.; A von oben; B von unten.

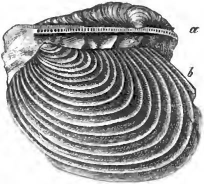


Fig. 478. Inoceramus Cripsi Mant. Senon.
a Schlossrand mit zahlreichen Ligamentgruben, — b Außenseite der linken Klappe.



Fig. 480. Pecten quadricostatus Bronn. Senon.



Fig. 481. Belemnitella mucronata Schloth. Senon.
a vollständige Scheide; b Querschnitt durch den oberen Teil der Scheide, die Alveolarhöhle, die Alveolarspalte und die Alveolarrinne zeigend.

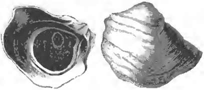


Fig. 479. Ostrea vesicularis Lam. Senon.



Fig. 482. Baculites anceps Lam. Senon.



Fig. 483. Nautilus danicus Schloth. Danien.

Kreidetuffe, in Westfalen zu unterst Kalkmergel, darüber Mergelsandsteine, in Hannover und Braunschweig thonige Kalksteine und Mergel, am nördlichen Harzrande vorwaltend Sandsteine (Senon-Quader) und Mergel. Außer einer Anzahl weiter unten zu erwähnender organischer Reste gehören Actinocamax (Belemnitella) quadratus d'Orb. und Belemnitella mucronata d'Orb. (Fig. 481) zu den wichtigsten Leitfossilien des Senons, und zwar ist Actinocamax quadratus für die unteren, Belemnitella mucronata für die oberen Niveaus derselben bezeichnend. Zu ihnen gesellen sich außerordentlich zahlreiche Foraminiferen (Flabellina, Textularia, Nodosaria, Rotalia, Dentalina und viele andere), deren Schalen nicht nur einen großen Teil des Materiales der weißen Schreibkreide geliefert haben, sondern auch in den senonen Mergeln sehr häufig sind, — ferner jene schirmähnlichen Schwämme: Coeloptychium agaricoides Goldf., Coel. lobatum Goldf., Coel. incisum Röm. (Fig. 474), sowie Coscinopora infundibuliformis Goldf., zahlreiche Seeigel, z. B. Ananchytes ovata Lam. (Fig. 475), Micraster coranguinum Kl. (Fig. 476). und Micraster glyphus Schlüt.; Marsupites ornatus Mant., Bourgueticrinus ellipticus Mill., ferner Crania Ignabergensis Retz. (Fig. 477), Magas pumilus Sow., Rhynchonella octoplicata Sow., Terebratula carnea Sow.. Ostrea vesicularis Lam. (Fig. 479), Exogyra laciniata Goldf., Pecten quadricostatus Bronn (Fig. 480), Inoceramus Cripsi Mant. (Fig. 478), In. lobatus Münst., Pinna diluviana Schloth., Heteroceras polyplocum Röm., Baculites anceps Lam. (Fig. 482), Nautilus danicus Schloth. (Fig. 483), Ammonites Coesfeldensis Schlüt., Scaphites gibbus Schlüt. Im Senon Schonens und des nördlichen Harzrandes stellen sich zahlreiche kleine Rudisten (Radiolites) ein*).

Dem unteren Niveau des Senons gehört eine bis 500 m mächtige mergelige Schichtengruppe an, welche namentlich in Westfalen ausgebildet ist, aber auch am Nordrande des Harzes (Goslar, Zilly) auftritt und ebenso in Schlesien, in der Gosau und in anderen Gegenden entwickelt sein dürfte, die Emscher Mergel (Schlüter). Dieselben führen als charakteristische Reste Ammonites Margae, Amm. Texanus, Amm. tricarinatus, Turrilites plicatus, Inoceramus subcardissoides, In. digitatus und In. radians.

Als die obersten Horizonte der Kreide, welche z. T. bereits eine so bedeutende Annäherung ihres paläontologischen Charakters an den des Tertiärs verraten, dass ihre Zugehörigkeit zur kretaceïschen Formation früher als streitig galt, sind die Faxe-Kalke, die Kreidetuffe von Mastricht und die Pisolithenkalke des Pariser Beckens zu betrachten. Man hat dieselben als besondere Stufe, als Danien, zusammengefasst.

Die Faxe-Kalke treten auf der dänischen Insel Seeland und dem Festlande Schwedens als jüngste Bildung der senonen, also überhaupt der gesamten Kreide in 10 bis 15 m Mächtigkeit auf, bestehen aus fast nichts

*) G. Müller. Jahrb. d. k. pr. La. 1889. S. 137.

als aus Korallenfragmenten und Korallenschutt und umschließen zwischen diesen zahlreiche Molluskenreste, so Nautilus danicus, Baculites Faujasi, aber auch Steinkerne von Cypraea, Oliva, Mitra, Patella, Emarginula, also von Gastropoden, welche sonst kaum aus der Kreide bekannt sind. Dazu kommen noch z. T. ganz vollständige Panzer einiger Krabben (Dromiopsis), die in der Korallenfelsmasse verteilt sind.

Der Kreidetuff von Mastricht, 30 m mächtig, überlagert die echte weiße, an Feuersteinen reiche Schreibkreide und besteht aus lockeren, zerreiblichen Kalkmergeln, welche von Bryozoën (namentlich von Eschara) und von Foraminiferen angefüllt sind. Neben Gastropoden wie Voluta, Fasciolaria u. a., wie sie im Tertiär bekannt sind, kommen Bel. mucronata, Ostrea vesicularis, Pecten quadricostatus, Baculites anceps, Bac. Faujasi, Mosasaurus und andere echt kretaceïsche Formen vor. — Überraschend ist die Übereinstimmung der Kreidebildungen von Mastricht-Aachen mit denen von New-Jersey in Nord-Amerika, wo ganz ähnliche an Eschara reiche Kreidetuffe die Schichten mit Belemnitella mucronata überlagern.

Der Pisolithenkalk der Umgegend von Paris ist ein gelblicher, eisenhaltiger, grob oolithischer, oder aus abgerollten Muschelfragmenten bestehender Kalkstein mit dem kretaceïschen Pecten quadricostatus, Nautilus danicus, neben ihnen aber mit zahlreichen Exemplaren von Cerithium, Lima, Crassatella, Cardium und Corbis von augenscheinlich tertiärem Habitus.

Spezielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands und Nordfrankreichs.

Die obere Kreide Norddeutschlands nach Cl. Schlüter*).

V. Obersenon (Coeloptychien-Kreide).

15. Zone des Heteroceras polyplocum, Ammonites Wittekindi, Scaphites pulcherrimus und Belemnitella mucronata Schloth. (= Obere Mukronatenkreide).

14. Zone des Ammonites Coesfeldensis, Micraster glyphus und der Lepidospongia rugosa (= Untere Mukronatenschichten). Kalkige Mergel, Kalke und Mergelsandsteine mit Coeloptychien, Cribrospongien, Lepidospongia, Cupulospongia, Micraster glyphus Schlüt., Phymosoma ornatissimum Ag., Diplotagma altum Schlüt., Terebr. obesa Sow., Ostr. vesicularis Lam., Lima semisulcata Nilss., Inoc. Cripsi Mant., Ammonites Coesfeldensis Schlüt., Amm. Stobbaei Nilss., Belemnitella mucronata Schloth.

13. Zone der Becksia Soekelandi (= Obere Quadratenkreide). Mergel mit Coeloptychien, Camerospongien, Becksia Soekelandi Schlüt., Cribrospongia Decheni Goldf., Salenia Heberti Cott., Ostrea vesicularis Lam., Janira quinquecostata Lam., Inoceramus Crispi Mant., Actin. quadratus Blainv. (häufigst).

IV. Untersenon.

12. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit Scaphites binodosus Röm., sowie Exogyra laciniata Nilss., Ostrea armata Goldf., Janira quadricostata Sow., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lingua Goldf., Trig. limbata d'Orb., Pholadomya caudata

*) Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457.

Röm., Ammonites bidorsatus Röm., Scaphites binodosns Röm., Actin. quadratus Blainv. (?).

11. Quarzige Gesteine von Haltern mit Pecten muricatus, außerdem namentlich Pect. quadricostatus Sow., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Röm. und Pinna quadrangularis Goldf., sowie Trigonia aliformis Park., Pygurus rostratus Röm., Calianassa antiqua Otto, Credneriеnblätter. Senon-Quader des nördlichen Harzrandes.

10. Sandmergel von Recklinghausen mit Marsupites ornatus Mill., ferner mit Ostr. sulcata Blumenb., Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Münst.; Siphonienmergel des Sudmerberges, Salzberggestein bei Quedlinburg.

III. Emscher.

9. Zone des Ammonites Margae und Inoceramus digitatus. Blaugraue, lockere Thonmergel, z. T. glaukonitisch (bis ca. 500 m mächtig), mit Inoc. digitatus Sow. (0,5 m groß), Inoc. cardissoides Goldf., Inoc. involutus d'Orb., Amm. Margae Schlüt., Amm. Texanus Röm., Amm. tricarinatus d'Orb., Turr. plicatus d'Orb., Turr. tridens Schlut., Actinocamax Westfalicus Schlüt. In diese Zone gehören die grauen Mergel und Sandsteine im Liegenden des Sudmergesteines bei Goslar, sowie des Salzberg- und Heimburggesteines bei Quedlinburg (Müller, Dames).

II. Turon = oberer Pläner.

8. Zone des Inoceramus Cuvieri und Epiaster brevis Schlut. non Desor = Ep. Schlüteri Coqu. (Cuvieri-Pläner). Dünngeschichtete Kalke, im Westen z. T. glaukonitisch.

7. Zone des Heteroceras Reussianum und Spondylus spinosus. (= Scaphitenpläner). Kalke und Kalkmergel mit Micraster cortestudinarium Goldf. und breviporus Ag., Infulaster excentricus Forb., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. plicatilis Sow., Spond. spinosus Sow., Amm. peramplus Mant., Scaphites Geinitzi d'Orb. und auritus Schlüt., Heteroceras Reussianum d'Orb. u. a. Bei Bielefeld, Salzgitter, Langelsheim, Quedlinburg, Strehlen, Oppeln, Wollin. Bei Soest, Unna, Dortmund als Grünsand.

6. Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammonites Woolgari (= Brongniarti-Pläner und Galeriten-Pläner); Mergel, Mergelkalke, feste splitterige Kalke. In zwei Fazies, nämlich als Brongniarti-Schichten und als Galeriten-Schichten ausgebildet, mit Galerites albogalerus d'Orb., Holaster planus Mant., Micraster breviporus Ag., Inoc. Brongniarti Mant., Rhynch. Cuvieri d'Orb., Terebr. Becksii Röm., Terebratulina chrysalis Defr., Ammonites Woolgari Mant. u. a.

5. Zone des Inoceramus labiatus und Ammonites nodosoides (= Mytiloides-Pläner); Plänermergel, Mergelkalke, oft rötlich, mit massenhaftem Inoc. labiatus Schloth., außerdem Amm. nodosoides Schloth., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. Cuvieri d'Orb. und einigen anderen.

4. Zone des Actinocamax plenus. Nur in Westfalen; hier glaukonitischer Mergel, arm an organischen Resten, nur mit Actin. plenus Blainv. und Serpula amphisbaena Goldf.

I. Cenoman = unterer Pläner.

3. Zone des Ammonites Rhotomagensis und Holaster subglobosus. Kalke und Mergel, mit: Discoidea cylindrica Lam., Holaster subglobosus Leske, Terebr. biplicata Sow., Inocer. striatus Mant., Lima elongata Sow., Amm. Rhotomagensis Brongn. (häufigst), Amm. Mantelli Sow., Amm. varians Sow., Anisoceras plicatile Sow., Turrilites costatus Lam., T. acutus Passy, Nautilus expansus Sow., N. tenuicostatus Schlüt. u. a.

2. Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli. Im

südwestlichen Westfalen Glaukonitmergel, weiter nach Osten Plänerkalke und Kalkmergel. Organische Reste: Hemiaster Griepenkerli Stromb., Rhynchonella Martini Mant., Megerlea lima Defr., Terebr. biplicata Sow., Inoceramus striatus Mant., In. latus Mant., Ammonites varians Sow., Amm. Coupei Brongn., Amm. Mantelli Sow., Scaphites aequalis Sow., Amm. falcato-carinatus Schlüt., Turrilites tuberculatus Bosc., Turr. costatus Lam. u. a.

1. Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus. Bei Essen als Grünsand; im Teutoburger Walde Pläner-Mergel; im Hügellande nördlich vom Harz Mergel und Mergelthone, in Sachsen und Böhmen Unterquader und Unterpläner. Organische Reste: Scyphia infundibuliformis Goldf., Micrabacia coronula Goldf., Cid. vesiculosa Goldf., Catopygus carinatus Agass., Holaster nodulosus Goldf., Megerlea lima Defr., Terebratulina chrysalis Schloth., Terebr. depressa Lam., Ost. diluviana Goldf., Ost. carinata Lam., Ost. baliotoidea Sow., Janira quinquecostata Sow., Pect. asper Lam., Ammonites Mantelli Sow., Amm. laticlavius Shrp. u. a.

Die obere Kreide des Pariser Beckens.

III. Senonien.

4. Danien.

Pisolithenkalk von Paris mit Nautilus danicus, Pecten quadricostatus, Cidaris Forchhammeri.

3. Maëstrichtien.

Baculitenkalk von Cotentin mit Bac. anceps. 3 u. 4 nur lokal, und dann diskordant und meist in kleinen Vertiefungen der weißen Kreide des Campaniens aufgelagert.

2. Campanien (= Belemnitellenkreide).

b. Kreide mit Belemnitella mucronata, Magas pumilus, Ostrea vesicularis, Micraster Brongniarti (Meudon).

a. Kreide mit Belemnitella quadrata.

1. Santonien (= Micrasterkreide).

b. Kreide mit Micraster coranguinum, sowie mit Marsupites ornatus, Lima Hoperi, Epiaster gibbus.

a. Kreide mit Micraster cortestudinarium sowie mit Epiaster brevis und Inoceramus involutus.

II. Turonien.

2. Angoumien. Stufe des Ammonites peramplus und des Micraster breviporus.

c. Kreide mit Scaphites Geinitzi.

b. Kreide mit Inoceramus Brongniarti und Spondylus spinosus.

a. Kreide mit Terebratulina gravilis.

1. Ligérien.

Mergelkreide mit Inoceramus labiatus, Ammonites nodosoides, Rhynch. Cuvieri.

I. Cenomanien.

2. Carentonien.

b. Kreidemergel mit Belemnites plenus, Exogyra columba, Radiolites, Caprotina.

a. Kreidemergel mit Ammonites Rhotomagensis, Holaster subglobosus, Trigonia sulcataria.

1. Rotomagien.

b. Kreidemergel oder Sande mit Ammonites varians, A. Mantelli, Turrilites costatus.

a. Glaukonitmergel oder Grünsandstein mit Pecten asper, Holaster subglobosus (= Tourtia).

Die südliche Fazies der oberen Kreide. Die obere Kreide Südeuropas, Nordafrikas, Kleinasiens, Persiens, ferner von Alabama, Texas und Mexiko kennzeichnet sich im Gegensatze zu derjenigen der nördlicheren Länder in erster Linie durch die üppige Entwickelung der Rudisten und ihrer Verwandten und zwar der Gattungen Radiolites (Sphaerulites), Hippurites und Caprina. Als häufigste Vertreter derselben sind zu nennen: Hippurites organisans Desm. (Fig. 488), Hippurites Toucasianus d'Orb. (Fig. 487), Radiolites cornu-pastoris Desm. (Fig. 486), Caprina adversa d'Orb. (Fig. 489). Zu ihnen gesellen sich das im Norden fehlende ceratitesähnliche Ammonitengeschlecht Buchiceras, ferner eine Anzahl Gastropoden (Nerinea, Aetaeonella, Fig. 490) und Korallen (Cyclolites, Fig. 484, Leptoria, Fig. 485, Turbinolia, riffbauende Maeandrinen und Astraeiden), ferner Orbitulina als Vertreter der gesteinsbildenden Foraminiferen.

In den westlichen Alpen folgen auf die untere Kreide (s. S. 632) zunächst dichte, hellfarbige, zuweilen Hornsteinknollen führende Kalke, die Sewenkalke und darüber die fleckigen Sewenmergel (Fig. 494), beide mit charakteristischen Cenoman- und Turonversteinerungen, zu oberst Grünsandbänke, diese mit senonen Resten. Nach Osten zu, etwa vom Lechthale aus, werden diese Sewenbildungen ersetzt von Obitulinenmergeln (Cenoman) und über diesen von einem mächtigen Schichtenkomplex von Sandsteinen und Mergeln, den Gosauschichten (Turon, Emscher, Senon, jedoch mit Aetaeonella, Nerinea, Cyclolites). Innerhalb dieser Gosauschichten stellen sich Bänke von Rudistenkalk ein, welche nach und nach die übrigen Gesteine ganz verdrängen und dann die gewaltigen Massen von Rudistenkalk der Südalpen, Istriens und Dalmatiens bilden und sich als solche nach Griechenland (hier z. T. in Marmor metamorphosiert), Süditalien, Kleinasien, Arabien, Persien, Turkestan und dem Himalaya zu erstrecken. In Istrien, Krain und Dalmatien werden die Rudistenkalke von kohlenführenden Brack- und Süßwasserbildungen, den Cosina-Schichten (Liburnische Stufe Stache's) überlagert.

Eine durchaus abweichende Fazies der Kreideformation und zwar sowohl der unteren und oberen Abteilung nebst dem älteren Tertiär repräsentiert der Flysch der östlichen Nordalpen. Derselbe, eine mächtige Schichtenreihe von versteinerungsarmen Sandsteinen, Mergeln und Schieferthonen, ist in den Westalpen nur der Vertreter des Alttertiärs, nach Osten zu aber nimmt auch dessen Liegendes, also die Kreide mehr und mehr den Habitus des Flysches an, bis in den östlichsten Alpen (Wiener Wald) und den Karpathen die ganze Kreide als Wiener Sandstein und Karpathensandstein im Gewande des Flysches erscheint.

Im südlichen Frankreich (Rhonebecken) stellen sich Caprotinenkalke im Cenoman, Hippuriten- und Radiolitenkalke im Turon (im Angoumien; S. 641), sowie im unteren und im oberen Senon (im

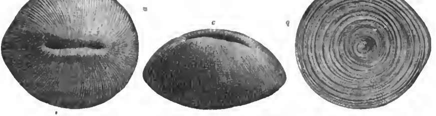


Fig. 484. Cyclolites elliptica Lam. a von oben; b von unten; c von der Seite.

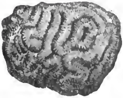


Fig. 485. Leptoria Koninck Rss.



Fig. 486. Radiolites cornu-pastoris d'Orb.



Fig. 487. Hippurites Toucasianus d'Orb.



Fig. 489. Caprina adversa d'Orb.



Fig. 488. Hippurites organisans Desm.



Fig. 490. Actaeonella gigantea Sow.

Aus der oberen alpinen Kreide.

Campanien und Maëstrichtien; S. 641) ein, meist getrennt durch normal ausgebildete Schichten der genannten Stufen, sowie überlagert von Brack- und Süßwasserabsätzen (dem Garumien).

Die spezielle Gliederung der beschriebenen 5 Abteilungen der Kreide in zahlreiche Stufen, die Parallelisierung derselben und ihre verschiedenartige Fazies ist in der tabellarischen Zusammenstellung auf S. 622 und 623 enthalten.

Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide. Ähnlich wie innerhalb der Juraperiode hat auch in der Mitte des kretaceïschen Zeitalters eine großartige Transgression des Kreidemeeres über das Verbreitungsgebiet der älteren Kreideformation hinaus stattgefunden. Infolge dessen ist es eine sich auf allen Kontinenten wiederholende Erscheinung, dass die Schichten der oberen Kreideformation auf weite Erstreckung in übergreifender Lagerung diskordant auf viel älteren Gesteinen lagern, so z. B. in Sachsen und Böhmen direkt auf Granit, archäischen und paläozoischen Schiefern, in Westfalen und Belgien auf dem Karbon, in Schottland und im westlichen Teile des Pariser Beckens auf dem Jura, in Schonen auf dem Silur. Ähnliche transgredierende Lagerungsverhältnisse lassen sich in Nordamerika, in Indien und Vorderasien sowie in Australien beobachten.

In Europa hat die Kreide in England, Frankreich und Deutschland ihre größte Verbreitung und vollständigste Entwickelung erlangt. Bei Besprechung des Jura ist gezeigt worden, dass derselbe in England eine breite Zone bildet, welche in fast genau nördlicher Richtung vom Kanal bis zur Ostküste der Insel verläuft. Der Untergrund des ganzen, östlich von dieser Jurazone liegenden Territoriums besteht aus Kreide, wird freilich zum Teil von Tertiärablagerungen verborgen. Die Schichten der kretaceïschen Formation lagern hier gleichförmig auf denen des obersten weißen Jura auf und fallen wie diese nach Osten ein, nur in den zwischen der Themse und dem Kanal gelegenen Landstrichen von Kent, Sussex und Essex findet eine Störung der sonst so regelmäßigen Lagerung durch eine flach kuppelförmige Erhebung der Purbeck- und Wealdenformation statt, an welche sich die Schichten der jüngeren Kreide anschmiegen und allseitig von dem Zentrum abfallen, so dass sich ein normal antiklinaler Schichtenbau einstellt. Auf dem Scheitel dieser Schichtenwölbung wurde behufs Erforschung des dortigen geologischen Baues ein Bohrloch von etwa 2000 F. Tiefe geschlagen, welches kombiniert mit den oberflächlichen Aufschlüssen folgendes Profil ergab:

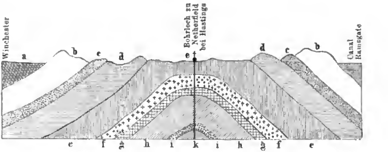


Fig. 491. Profil durch den Wealden des südöstlichen Englands.
a Tertiär; *b* obere Kreide; *c* oberes Neocom und Gault; *d* Wealdclay; *e* Hastingsbeds; *f* Purbeck; *g* Portland; *h* Kimmeridge; *i* Korallenoolith; *k* Oxfordthon.

Die Kreide beginnt im Süden Englands mit den Sandsteinen und Thonen des Wealden, im Norden mit dem marinen Unter-Neocom, auf welche dem oberen marinen Neocom angehörige Glaukonitmergel (lower greensand) und die Schieferthone und plastischen Thone des Gaults folgen. Das Cenoman ist durch eine zweite Ablagerung von Glaukonitmergeln (upper greensand), das Turon durch Kreidemergel repräsentiert, während das Senon durch die in ihrem obersten Horizonte feuersteinreiche weiße Schreibkreide gebildet wird, aus welcher die grotesken Felsufer bei Dover und Brighton bestehen. Die Versteinerungsführung und spezielle Gliederung dieser Schichten ergiebt sich aus der S. 623 gegebenen tabellarischen Übersicht.

In Frankreich bildet die Kreideformation drei große Becken. Das nördlichste derselben (das Pariser Becken), welches hauptsächlich durch die Seine und Loire entwässert wird, repräsentiert eine flach tellerförmige Schale, deren äußere Ränder sich an jurassische Schichten anlagern, deren innere Vertiefung von Tertiärgebilden ausgefüllt wird und in deren Zentrum Paris liegt. Die Kreide Englands ist nichts als der nordwestliche Flügel dieser großen nordfranzösischen Mulde. Ihre einzelnen Formationsglieder haben mit lokalen Modifikationen den normalen Charakter aller nördlichen Kreidebildungen (s. Tabelle S. 623). Der zweiten, aber bedeutend kleineren Mulde der französischen Kreide gehört das Flussgebiet der Garonne an. Sie lehnt sich mit ihrem nördlichen Flügel an das granitische Zentralplateau Frankreichs, mit ihrem südlichen Flügel an die Zentralkette der Pyrenäen an. Ihr ganzer petrographischer und paläontologischer Charakter ist bereits der der südlichen Kreidefazies. Dieser offenbart sich einerseits in dem Auftreten harter, dichter oder krystallinischer Kalksteine, andererseits in dem Reichtum an Hippuriten, welche vier verschiedene Horizonte der dortigen kretaceïschen Schichtenreihe anfüllen und in jedem derselben durch andere

Formen vertreten werden. So beteiligen sich im oberen Neocom Caprotina ammonia und Capr. Lonsdalei, — im Cenoman Caprina adversa, — im Turon Hippurites organisans, H. cornuvaccinum, Radiolites lumbricalis, — im Senon Hippurites bioculatus, canaliculatus und dilatatus an der Bildung mächtiger Kalkablagerungen. Einer dritten Bucht des kretacëischen Ozeanes entsprechen die Kreideschichten am unteren Laufe der Rhône im südöstlichen Frankreich, die sich ebenfalls an die Granite des Zentralplateaus anlagern und dann in nordöstlicher Richtung über Genf bis Neuchatel im Schweizer Jura und am Nordabhange des Alpenzuges durch Bayern und Tirol bis Salzburg und Österreich in Form einer schmalen Zone fortsetzen. In letzterer sind sämtliche Glieder der Kreideformation und zwar in typisch südlicher Fazies mit reichlicher Entwickelung der Caprotinen- und Hippuritenkalke, ferner der Orbitulinenkalke vertreten (s. S. 632 u. 642 u. Tabelle S. 623). In den östlichen Südalpen, Istrien und Dalmatien wird die untere Kreide fast ausschließlich von Caprotinenkalk, Majolica und Bianeone (dichten Plattenkalken), die obere von Radioliten- und darüber von Hippuritenkalk oder an deren Stelle von Scaglia (dünnbankigen Kalksteinen) aufgebaut. Eine eigentümliche Fazies der gesamten Kreide repräsentiert der Wiener Sandstein (Karpathensandstein, Flysch, Macigno), ein eisenschüssiger kalkiger Sandstein mit Fucoiden und Inoceramen, der im ganzen ostalpinen Kreidegebiete eine große Verbreitung besitzt.

Kehren wir zur nördlichen Kreidezone zurück. Von England und Frankreich aus lässt sich dieselbe durch Belgien, Westfalen und das nordwestliche Deutschland verfolgen, hebt sich am Nordabfalle des Riesengebirges in isolierten Partieen aus dem Diluvium und bildet erst wieder in Oberschlesien und Polen, sowie an dem nördlichen Fuße der Karpathen größere Areale. Zwar ist sie unter der ganzen norddeutschen Tiefebene verbreitet. hier aber von mächtigen Tertiär- und Diluvialablagerungen bedeckt, aus welchen sie nur an wenigen Punkten, so z. B. bei Lüneburg, auf Rügen und auf Wollin, in kleinen, inselförmigen Flecken hervorragt. Südlich von dem Riesengebirge und den Sudeten breitet sie sich als böhmisches Kreidebecken aus und erstreckt sich von hier als Quadersandsteinformation des Elbthalgebirges bis jenseits Dresden. Trotz des wahrscheinlichen, wenn auch verborgenen Zusammenhanges aller dieser deutschen Kreidegebiete besitzt doch jedes dieser letzteren eine ganz eigentümliche Fazies, eine Erscheinung, welche darauf beruht, dass einerseits in verschiedenen Gegenden in Folge der S. 644 erwähnten Transgression nur die oberen Glieder der gesamten Schichtenreihe zur Ablagerung gelangt sind, andererseits der petrographische Charakter selbst der entsprechenden Gesteinskomplexe ein verschiedenartiger ist, und endlich der organische Habitus nicht überall ganz derselbe bleibt, sondern lokalen Modifikationen unterworfen ist. Es lassen

sich folgende Gebiete und zugleich Fazies der Kreide Norddeutschlands und der angrenzenden Landstriche benachbarter Länder unterscheiden, über welche in der Tabelle auf S. 622 und 623 eine vergleichende Übersicht gegeben ist:

1. Das Kreidegebiet von Mastricht und Aachen*). Hier ist ausschließlich das Senon zur Ablagerung gelangt, welches zu unterst aus losen Sanden mit zahlreichen Thonlagen besteht, reich an Landpflanzen**), Inoceramus lobatus, Card. pectiniforme. Darüber folgen glaukonitführende Sande des Lousberges und Aachener Waldes mit Actin. quadratus, darauf weiße Kreidemergel mit Bel. mucronata (Schneeberg) und zu oberst der Mastrichter Kreidetuff. Letzterer ist angefüllt von Bryozoën, z. B. Eschara, und außerdem reich an obersenonen Tierresten (S. 639).

2. Das Kreidegebiet Westfalens und des Teutoburger Waldes. In ihm sind sämtliche 5 Stufen der Kreideformation vertreten. Der Teutoburger Wald besteht z. T. aus Sandsteinen des Neocom***) sowie aus dem vollständig entwickelten Gault, z. B. bei Altenbecken†), und cenomanem und turonem Pläner in steiler oder überkippter Stellung, infolge deren sie den zu einem engen Sattel zusammengeschobenen Muschelkalk und Keuper unterteufen (Fig. 492). Auch in der westlichen Fortsetzung des

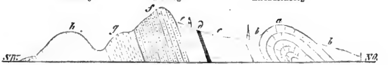


Fig. 492. Profil des Teutoburger Waldes bei Kirchdornberg. Nach *F. Römer*.
a Muschelkalk; *b* Keuper; *c* Lias; *d* Serpulit; *e* Wealdenthon; *f* Neocomsandstein; *g* Gault; *h* Pläuer.

Teutoburger Waldes bei Rheine und in den Bontheimer Bergen tritt die untere Kreide in ähnlicher Ausbildung wie dort aus dem Schwemmlande hervor. Südlich vom Teutoburger Walde, in Westfalen, erlangt die kretacëische Schichtenreihe eine außerordentlich große Verbreitung, beginnt aber hier infolge der Transgression der oberen Kreide direkt mit dem Essener Grünsande, einer Äquivalentbildung der belgischen Tourtia. Die

*) J. Böhm. Der Grünsand v. Aachen. Bonn 1885 (mit ausführl. Litt.). — E. Holzapfel. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 454, u. 1885. S. 595. — Ders. Palaeontogr. XXXIV. 1887, u. XXXVI, 1889.

**) Debey u. Ettingshausen. Denkschr. Akad. Wien. XVI. 1859; XVII. 1860. — Th. Lang. Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 658.

***) O. Weerth. Fauna des Neocomsandsteines im Teutoburger Walde. Pal. Abh. Bd. II. Heft 1. Berlin 1884. — F. Römer l. c.

†) C. Schlüter. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 53.

Gliederung der darauf folgenden Schichtenreihe ist aus der Tabelle S. 622 und 639 ersichtlich. Nach Schlüter ist die Schichtengruppe zwischen dem Cuvieri-Pläner und den Quadratenschichten, die eine bis über 500 m anschwellende Mächtigkeit erreicht, als eine selbständige Stufe zu betrachten, und als Emscher Mergel bezeichnet worden. Dieselben sind charakterisiert durch Ammonites Margae, Amm. Texanus, Amm. tricarinatus, Turrilites plicatus, Inoceramus digitatus, Inoc. subcardissoides.

3. Das Kreidegebiet des nordwestlichen Deutschlands (das niedersächsische Kreidegebiet). In meist gleichförmiger Auflagerung auf den obersten Schichten des weißen Jura tritt die Kreideformation in ihren sämtlichen Gliedern vom Neocom und Wealden bis zum Senon entwickelt im nordwestlichen Deutschland auf. (s. S. 630, 639 u. Tabelle.) Sie erstreckt sich den Fuß der Weserkette und des Deisters entlang nördlich und nordöstlich vom Harz bis in die Gegend von Aschersleben und füllt außerdem einzelne isolierte Mulden aus, so die Hilsmulde*) und die Kreidemulde von Alfeld. Während am Nordrande des Wesergebirges bis westlich von Hannover nur die untersten Glieder der Kreide bekannt sind und nur lokal, so bei Lemförde, von Senonschichten überlagert werden, erscheint die Kreideformation bei Hannover und in ihrer weiteren Verbreitung gegen Osten hin in einzelnen isolierten, oder nur durch die untersten Schichten der Gesamtformation verbundenen Mulden, in welchen die sämtlichen Glieder der Formation entwickelt sind, so bei Ahlten, Peine, Braunschweig, ebenso auch in der lang ausgedehnten Mulde am nördlichen Harzrande zwischen Hornburg und Aschersleben, wo jedoch der petrographische Charakter der Formation durch das Auftreten von Quadersandsteinen an Stelle der im übrigen nordwestlichen Deutschland vorherrschend thonigen und mergeligen Gebilde in ganz eigentümlicher Weise beeinflusst wird**).

Interessant sind die kleinen Kreideschollen des Ohmgebirges nördlich von Stadt Worbis***). Sie lagern direkt auf der Trias auf, bestehen aus 10 m mächtigen Grünsanden der Tourtia und 15 bis 18 m mächtigem Pläner mit Ammonites varians, sind also cenoman, haben früher mit den niedersächsischen Kreideablagerungen in Zusammenhang gestanden und sind der allgemeinen Erosion und Abtragung entgangen.

*) G. Böhm. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 215.

**) Beyrich. Z. d. D. geol. Ges. 1849. S. 329, u. 1851. S. 368. u. 572. — Dames. ebend. 1880. S. 685. — G. Müller. D. obere Kreide am nördl. Harzrande. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1887. S. 372. — W. Dames. N. Jahrb. 1890. I. S. 176. Vergl. ferner: D. Brauns. Der senone Mergel d. Salzberges. Z. f. d. ges. Nat. Halle 1876. S. 325. — Fr. Frech. Verst. d. untersenonen Thonlager zwischen Suderode u. Quedlinburg. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 141. — E. Schulze. Flora d. subhercyn. Kreide. Halle 1888.

***) K. von Seebach. Nachr. v. d. k. Gesellsch. d. Wiss. z. Göttingen. 1868. S. 130. Ferner: Sekt. Worbis d. geol. Spez.-Karte von Preußen.

4. Das Gebiet der baltischen Kreide, welches die isolierten Aufschlusspunkte dieser Formation auf Wollin, Rügen, in der Provinz Preußen, Mecklenburg, Schleswig-Holstein, auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden umfasst, wo ausschließlich die obersten Stufen der Kreide und zwar zum großen Teile in Gestalt steile Abstürze bildender, weißer Schreibkreide zur Ablagerung gelangt sind. Die Schreibkreide von Rügen gehört dem Senon, die schwefelkies- und feuersteinreiche Kreide von Wollin mit Holaster planus und Inoceramus Brongniarti dem Turon (Scaphitenpläner), der Glaukonitmergel von Revahl dem Emscher an*). In Pommern stellen sich nach Dames**) im Liegenden des dortigen Senons Schichten des Turons, Cenomans und Gaults, letztere mit Belemnites minimus ein. In Mecklenburg treten an zahlreichen isolierten Punkten cenomane und turone Pläner sowie oberturone und senone Feuerstein-Kreidekalke zu Tage***), ebenso in Ost- und Westpreußen obersenone Glaukonitbildungen. Auf Seeland wird die Schreibkreide von den bereits erwähnten Korallenkalken von Faxe und dem feuersteinführenden Saltholmskalk bedeckt. Nach Schlüter und Lundgren†) gliedert sich die baltische Kreideformation wie folgt:

6. zu oberst Saltholmskalk mit Ananchytes sulcatus } Danien.
5. Faxekalk mit Dromien. }
4. Köpinger Sandstein und Tullstroper Schreibkreide mit Bel. mucronata;
3. Trümmerkalk (Gruskalk) von Ignaberga und Balsberg mit Bel. subventricosus;
2. Schichten mit Bel. quadrata v. Eriksdal, zu unterst mit Bel. vera (Kullemölla).
1. Kreide (Grünsand) von Bornholm mit Bel. Westfalicus (den Emscher Mergeln entsprechend).

5. Das Gebiet des mitteldeutschen und böhmischen Quaders. Ihm gehören die kretaceïschen Formationen Sachsens, Böhmens und der Umgebung von Löwenberg in Niederschlesien, sowie der Gegend von Regensburg und Passau an. Dieselben repräsentieren, ähnlich wie in Westfalen, nur die drei oberen Stufen der Kreide, sind jedoch, namentlich was ihren Gesteinscharakter betrifft, von jenen vollkommen verschieden ausgebildet. Es beruht dies vorzüglich auf der enormen Entwickelung des Quadersandsteines in jeder der drei oberkretaceïschen Stufen, welcher u. a. die bekannten Felspartieen der sächsisch-böhmischen Schweiz, des lausitzer Gebirges, von Adersbach und Weckelsdorf, der Heuscheuer zusammensetzt.

Die obere Kreide des sächsischen Anteiles der böhmischen Quaderprovinz gliedert sich nach den neuesten, sich zugleich auf die grund-

*) G. Behrens. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 229. — A. Krause. ebend. 1889. S. 609.

**) Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 978.

***) E. Geinitz. Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 38; IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs 1887.

†) Schlüter. N. Jahrb. 1870. S. 930. — Lundgren. Lunds Univ. Arsskr. XX. 1885.

legenden Arbeiten von H. B. Geinitz stützenden Spezialuntersuchungen jenes Gebietes*) von oben nach unten wie folgt (vergl. Profil Fig. 493).

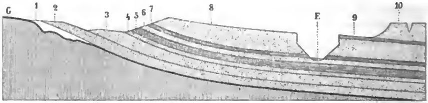


Fig. 493. Profil durch die oberkretacëische Quaderformation des Elbthalgebirges. E = Elbe oberhalb Pirna; — G = Grundgebirge; — 1—10 = Stufen der Quaderformation. Die Zahlen sind die nämlichen wie in der beistehenden textlichen Gliederung.

10. Überquader (Oberturon, Emscher oder Untersenon?; Stellung noch fraglich). Quadersandstein in steilen Einzelbergen dem Scaphiten-Horizonte aufgesetzt.

Turon.

e. **Stufe des Scaphites Geinitzi.**

9. Mergel und Thone der Copitzer Ebenheit, von Zaltzschke und Oberposta mit Sc. Geinitzi, Sc. euritus, Inoceramus latus und Baculiten.

d. **Stufe des Inoceramus Brongniarti.**

8. Brongniarti-Quader, Oberquader, Isersandstein mit In. Brongniarti, Lima canalifera, Vola quadricostata, Exogyra columba, Rhynchonella plicatilis. In ihn ist das Elbthal eingeschnitten, ebenso bildet er die Gipfelschichten des Hohen-Schneeberges.

7. Mergel des oberen Thalrandes der Gottleuba; versteinerungsleer.

6. u. 4. Glaukonitsandstein mit Rhynchonella bohemica Schloenb. (Pirna, Cotta'er Berg, Rosenthal, Hoher Schneeberg). Zwischen denselben schiebt sich

5. Pläner mit In. Brongniarti u. Spondylus spinosus (Hoher Schneeberg, Krietzschwitz, Cotta'er Berg, Copitz) ein.

c. **Stufe des Inoceramus labiatus.**

3. Labiatusquader, Mittelquader, Bildhauersandstein mit Inoc. labiatus, Pinna decussata. Zu unterst oft mergelig und thonig, nach NW zu kalkig werdend und in

Labiatuspläner (Mittelpläner) übergehend.

Cenoman.

b. **Stufe der Ostrea carinata.**

2. Carinatenquader, Unterquader mit Ostrea carinata, Ostr. hippopodium, Ostr. diluviana, Exogyra columba, Ex. haliotoidea, Inoceramus striatus, Trigonia sulcataria, Protocardia Hillana, Radioliten. Zu oberst lokal Hornsteine oder Plänersandsteine mit Cidaris Sorigneti. Bisweilen mit Bänken von groben Konglomeraten. Solche und Muschelbreccien füllen lokal Spalten und Vertiefungen des Untergrundes aus. Der Carinatenquader kann ganz oder teilweise verdrängt werden durch den

Carinatenpläner oder Unterpläner.

a. **Stufe der Crednerien.**

1. Dunkle, dünnplattige Sandsteine und Schieferthone mit Laubholz-Blättern

*) Geol. Spez.-Karte v. Sachsen. Sect. Freiberg u. Tharandt von A. Sauer, — Sect. Glashütte u. Rosenthal v. F. Schalch, — Sect. Berggiesbühel u. Pirna v. R. Beck.

und Kohlenschmitzen. Nur lokal. (Pflanzenführende Schichten von Niederschöna, Paulshain). Verknüpft mit Grundkonglomeraten und Kiesen.

Schon in der Nähe von Pirna beginnen sämtliche sandige Gesteine des Turons, also Labiatusquader (3), Brongniartiquader (8) und Glaukonitsandsteine (4 und 6) in zuerst sandige, dann reinere Mergel und Plänerkalke überzugehen. Weiter nach Westen verschwinden sie ganz (Dresden, Strehlen, Weinböhla) um ausschließlich kalkigen und mergeligen Gebilden Platz zu machen (vergl. Fig. 495). Diese überlagern hier als Labiatusmergel (mittlerer Pläner, Plänermergel) und darüber als Brongniarti- und Scaphitenpläner (oberer Pläner, Strehlener Pläner mit Micraster cortestudinarium, Terebr. semiglobosa, Terebratulina gracilis, Rhynch. plicatilis, Inocer. Brongniarti, Spondylus spinosus, Ammonites peramplus) den cenomanen Carinatenpläner oder dessen Glaukonitsandstein-Fazies (z. B. bei Dresden und Oberau).

6. Das Kreidegebiet Oberschlesiens, der Nordkarpathen und Polens*). In dem äußersten Osten Deutschlands und den angrenzenden Teilen Polens, Mährens und Galiziens hat die Kreideformation eine sehr bedeutende Verbreitung und begreift in Übereinstimmung mit denen des nordwestlichen Deutschlands und im Gegensatze zu den dazwischen liegenden sächsisch-böhmischen Ablagerungen die sämtlichen Glieder der Gesamtformation vom Neocom bis zum Senon, jedoch mit weit übergreifender Lagerung der einzelnen oberkretaceïschen Stufen. Das Neocom und der Gault sind ausschließlich innerhalb der Nordkarpathen, Cenoman und Turon in der Umgegend von Oppeln und Leobschütz in Oberschlesien, die senonen Gebilde vorzugsweise in Polen, weniger deutlich bei Oppeln zur Entwickelung gelangt. Das Karpathen-Neocom wird durch ein mächtiges Schichtensystem von Mergeln, Schiefern und Kalksteinen repräsentiert, welches das Hügelland der Umgebung von Teschen zusammensetzt. Zum Gault rechnet man die Pterophyllum, Zamites, Sequoia führenden, sowie an Crioceras und Ancyloceras reichen Wernsdorfer Schichten nebst den Belemnites minimus führenden Sandsteinen des Godula-Berges, welche die Zone südlich von dem Teschener Neocom bilden. Das Cenoman ist durch Sandsteine mit Protocardia Hillana und Exogyra columba bei Leobschütz und durch sandige Kalke mit Amm. Rhotomagensis und Inoceramus striatus bei Oppeln und Leobschütz, das Turon durch die Kreidemergel von Oppeln vertreten, während das Senon, abgesehen von versteinerungsarmen Sandsteinen nahe der letztgenannten Stadt, auf der Ostseite des polnischen Juraznges eine große Verbreitung findet.

Kurz mag schließlich noch die Bemerkung Platz finden, dass die Kreide-

*) F. Römer l. c. — Vergleiche auch G. Gürich. Erl. z. geol. Übersichtskarte v. Schlesien. Breslau 1890. S. 130.

formation auf dem nordamerikanischen Kontinente ganz außerordentlich große Areale bedeckt. Eine Zone derselben zieht sich in einer Breite von 2 bis 6 deutschen Meilen, freilich an vielen Stellen durch Überlagerungen von jüngeren Gebilden unterbrochen, von der Stadt New-York aus durch die flachen Küstenstriche von New-Jersey, Delaware, Virginia und die beiden Carolinas, wendet sich dann an dem südlichen Ende des Alleghanysystemes durch Georgia und Alabama und breitet sich in dem Mississippithale zu einer weiten flachen Bucht aus, welche in nördlicher Richtung bis an den Zusammenfluss des Ohio und Mississippi reicht und einen großen Teil der Staaten Texas, Louisiana, Tennessee und Kentucky sowie von Mexiko umfasst. Am genauesten ist die Kreide von Texas (durch F. Römer) und von New-Jersey mit der europäischen verglichen worden. Der paläontologische Gesamtcharakter der Kreide von New-Jersey ist ein ausgesprochen nördlicher und besitzt eine überraschende Ähnlichkeit mit dem des Senons von Mastricht und Aachen, indem beide etwa 40 Arten tierischer Reste gemeinsam haben und außerdem noch einige andere Spezies durch nah verwandte Formen vertreten sind*). Ältere Kreidegebilde, als senone, sind an der atlantischen Küste nur lokal bekannt. Die in Maryland und Virginia als Basisschichten der Kreideformation auftretende, als altkretacëisch (Wealden) angesprochene Potomac-Gruppe enthält die ältesten bisher bekannten Laubholzblätter (vgl. S. 616 u. 629). Die texanische obere Kreide erhält durch ihren Reichtum an Hippuriten, Orbitulinen und Nerineen, sowie durch die Führung von Buchiceras einen südlichen (alpinen) Habitus. Im Inneren des nordamerikanischen Kontinentes gewinnt die Kreideformation und zwar hauptsächlich in terrestrer, limnischer und brackischer, an Kohlen- und Lignitflötzen reicher Ausbildungsweise eine außerordentliche Verbreitung, setzt die Ebenen am Ostflusse der Rocky-Mountains, sowie Teile der letzteren selbst zusammen und erstreckt sich weit nach Norden bis nach der arktischen See. Ihre untersten Stufen, die Great-Falls- und die Kootanie-Gruppe repräsentieren die ältere Kreide und zeichnen sich durch die Führung von Landpflanzen vom Charakter der Wealdenflora aus (s. S. 629). Darauf folgen mächtige Sandsteine z. T. mit Laubholzblättern (Dakota-Sandsteine), dann Mergel und Kalke (Niobara- und Colorado-Gruppe) mit oberkretacëischen marinen Resten (Inoceramen, Scaphiten, Baculiten, Belemnitellen) und auf diese die Laramie-Gruppe mit zahlreichen Kohlenflötzen, reicher Landflora und riesigen, z. T. gehörnten Dinosauriern (Ceratopsiden), — ein Schichtensystem, welches den Übergang zum Tertiär vermittelt.

Aus der oberkretaceïschen Schichtenreihe der Halbinsel Noursoak in Nordgrönland ist von Heer eine Flora beschrieben worden, an welcher

*) Z. d. D. geol. Ges 1870. S. 191.

Laubhölzer einen nicht unbeträchtlichen Anteil nehmen, bereits sehr verschiedene Typen repräsentieren und z. B. den Geschlechtern Populus, Ficus, Sassafras, Credneria und Magnolia angehören. Aus der unteren Kreide von Kome in Nordgrönland führt Heer 30 Farne, 9 Cycadeen und 17 Coniferen auf, welche auf ein Klima hinweisen, wie es heute in Ägypten und auf den kanarischen Inseln herrscht.

Lagerungsverhältnisse der Kreide. Die Schichten der Kreideformation nehmen in dem bei weitem größten Teile ihrer Verbreitungsgebiete noch ihre ursprüngliche Lagerungsform ein. In diesem Falle dehnen sie sich horizontal aus, senken sich sanft nach einer Richtung oder bilden flache Mulden in gleichförmiger oder diskordanter Lagerung auf dem Jura oder noch älteren Schichten. Beispiele für derartige Lagerungsverhältnisse liefert das Senon von New-Jersey, welches dem Auge fast vollkommen horizontal erscheint, ferner der Quadersandstein und Pläner Sachsens, welche fast überall ganz flach geneigt sind, während bei Alfeld in Hannover, bei Löwenberg in Schlesien, in dem nördlichen Kreidebecken von Frankreich und England ausgezeichnete Muldenbildungen bekannt sind. An noch anderen Punkten, so bei Lüneburg, lagern sich die Schichten der Kreide mantelförmig um einen Kern von älteren Gesteinen, in diesem Falle Trias, von welchem sie allseitig flach nach außen abfallen. Hingegen sind großartige Störungen der kretaceïschen Schichtenreihe, infolge deren sie geknickt, zerrissen oder überkippt erscheint, überall dort anzutreffen, wo sie an den gebirgsbildenden Faltungen teilzunehmen gezwungen worden ist. So wurden die Kreideschichten der Pyrenäen und Karpathen, namentlich aber der Alpen den kompliziertesten Windungen, Faltungen und Überschiebungen unterworfen (siehe Fig. 43 u. 44, S. 174, ferner Fig. 494).

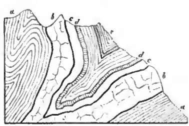


Fig. 494. Profil an der Kessler Alp in den bayerischen Alpen. Nach *Gümbel*.
a Neocom; *b* Schrättenkalk; *c* Gault; *d* Sewenkalk; *e* Sewenschiefer.

Zu den großartigsten Dislokationen Zentraleuropas gehört die Verwerfung des lausitzer Granites und des Meißner Syenites in das Niveau der oberen Kreide der sächsisch-böhmischen Provinz und die lokale Überschiebung der ersteren über den Nordrand der letzteren, wie sie sich von Oberau bei Meißen bis zum Jeschken-Gebirge, also auf eine Erstreckung von 15 bis 16 deutsch. Meilen vollzogen haben. Lokal, so bei Weinböhla (Fig. 495) sind die kretaceïschen Schichten von dem sich überschiebenden Syenit vollständig umgebogen und überkippt worden. An anderen Stellen z. B. bei Hohnstein ist der hier die Kreide unterlagernde Jura über den Quader

hinweg geschleppt worden und bildet jetzt dessen Hangendes, über welches wiederum der Granit hinweggreift (S. 607).

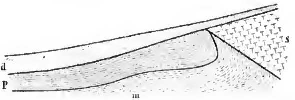


Fig. 495. Überschiebung des Syenites über turone Kreide bei Weinböhla unweit Dresden.
S = Syenit; m = Mergel mit Inoceramus labiatus; p = Strehlener Pläner; d = Diluvialsand. Nach dem Aufschlusse i. J. 1890 von *Th. Siegert*.

Auch am nordöstlichen Rande des Harzgebirges wiederholen sich ähnliche Erscheinungen. In dem Landstriche zwischen Harzburg und Goslar hat eine vollkommene Überkippung der Schichten des Trias, des Jura und der Kreide vom Buntsandstein bis zum obersten Senon stattgefunden, so dass die jüngere Kreide den älteren Jura unterteuft, und die unterste Kreide, der Hils, von dem obersten weißen Jura überlagert wird, — eine Überstürzung, welche am Langenberge, dessen Profil in Fig. 496 gegeben ist, beobachtet werden kann. Überraschend ist es, dass ganz analoge Überkippungen der Kreide auch in verhältnismäßig flacheren Teilen Deutschlands vor sich gegangen sind. So überlagern im Teutoburger Walde und an dessen südlichem Fuße Wealden und Hils vollkommen gleichförmig die obere Kreide (Fig. 497) und Muschelkalk, Keuper, Lias und Serpulit wiederum die ersteren (vergl. Fig. 497).

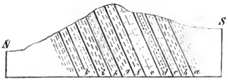


Fig. 496. Profil durch die überkippten Kreide- und Jura-Schichten des Langenberges bei Goslar. Nach *Heinrich Credner*.

k	Hilston	Untere Kreide.
i	Hilskonglomerat	
hgf	Oberster Kimmeridge	Weißer Jura.
e	Pteroceras-Schicht	
dc	Unterster Kimmeridge	
ba	Oxford	



Fig 497. Profil durch die überkippten Kreideschichten südlich vom Teutoburger Walde. Nach *Heinrich Credner*.
B Barenberg; *R* Ravensberg; *a* Turon; *b* Gault; *c* Neocomsandstein; *d* Wealdenthon und Wealdensandstein.

Die staffelförmigen Verwerfungen der Schreibkreide von Rügen haben erst nach Ablagerung des älteren Glazialdiluviums stattgefunden, während die bizarren Biegungen und Überschiebungen der Kreide der Inseln **Moen**

und Wollin auf Druckwirkungen des skandinavischen Inlandeises zurückzuführen sind.

Eruptivgesteine und Ganggebilde im Gebiete der Kreide. Eruptivgesteine sind der großen Mehrzahl der Kreideterritorien fremd, gleichalterige Einlagerungen von solchen in den oben beschriebenen Arealen ganz unbekannt. Wo glutflüssige Gesteinsmassen die Schichten der Kreide durchbrochen haben, fiel ihre Eruption in spätere Zeitalter, also namentlich in die Tertiärperiode, und gehören der Gruppe der Basalte an. Basalt bildet z. B. eine Anzahl Kuppen in dem Quadersandsteingebiete der sächsischen Schweiz, des lausitzer Gebirges (wo der Quadersandstein im Kontakte mit dem Basalte gefrittet und säulenförmig abgesondert erscheint), des nördlichen Böhmens, sowie Niederschlesiens. Der Schauplatz einer sehr bedeutenden vulkanischen Thätigkeit war das Neocom-Territorium, welches das Hügelland am Nordabfalle der Karpathen bildet. Dasselbe wird von zahllosen Stöcken und Gängen von grobkrystallinischem bis fast aphanitischem Teschenit durchsetzt*), welche, zum Teil dicht an einander gedrängt, eine langgezogene, von SW nach NO streichende, also der Richtung der Nordkarpathen parallele Kette bilden. Überall zeigt sich der Einfluss ihres ursprünglich glutflüssigen Zustandes auf das Nebengestein in der ausgezeichnetsten Weise: die Neocomschiefer sind in gebänderten Jaspis verwandelt, die Kalksteine sind marmorähnlich geworden, der Sandstein ist weiß und hart gebrannt und säulig zerklüftet, kurz alle Erscheinungen der Kontaktmetamorphose haben sich eingestellt.

Gänge von abbauwürdigen Mineralsubstanzen sind im allgemeinen Seltenheiten im Gebiete kretaceïscher Formationen. So treten z. B. bei Stadthagen in Westfalen eine Anzahl wenig mächtiger Gänge, welche Bleiglanz und Blende führen, in den Plänerkalken der oberen Kreide, ferner in den dem Gault angehörigen sandigen Schieferthonen der an Holland grenzenden Gegend von Bentheim mehrere Asphaltgänge auf, welche letztere in ausgedehntem Maße abgebaut werden. Sie durchsetzen die flach gegen Süd fallenden Schieferthone in rechtem Winkel auf deren Streichen, stehen saiger, erreichen gegen 1 m Mächtigkeit und sind zum größten Teile von einem pechschwarzen, stark glänzenden Asphalt und neben diesem von blätterig-strahligem Kalkspat, Schwefelkies und einzelnen Fragmenten des Nebengesteines ausgefüllt. Die einzelnen

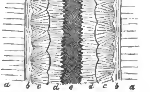


Fig. 498. Asphalt im Gault von Bentheim. Nach *Heinrich Credner*.
a Schieferthon des Gault; b Lettiger Asphalt; c Radialstrahliger Schwefelkies; d blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen; e reiner Asphalt.

*) Rohrbach. Tscherm. min. u. petrogr. Mitt. VII. 1885. S. 1.

Bestandteile dieser Gangmasse sind sehr gewöhnlich bandartig angeordnet und wiederholen sich, wie in Fig. 498 dargestellt, symmetrisch von jedem Salbande aus*).

In Westfalen werden die Mucronatenmergel des Senons der Gegend zwischen Lippe und Münster einerseits und Werne und Stromberg andererseits von Gangzügen von Strontianit durchschwärmt. Diese Gänge streichen meist NW—SO, erreichen 1,5—2,5 m Maximalmächtigkeit und führen außer Strontianit noch Kalkspat, Schwefelkies und Nebengesteinsfragmente**).

Rückblick auf die Entwickelung des organischen Lebens während der mesozoischen Zeitalter.

Im Anschlusse an die S. 389 und 511 gegebene Übersicht der Faunen und Floren der paläozoischen Perioden.

Das organische Leben auf Erden schreitet stufenweise vorwärts auf der Bahn der Vervollkommnung. Aus seinen formenarmen Anfängen, die uns aus der kambrischen Periode überliefert worden sind, entwickelt sich die Tier- und Pflanzenfülle der nächstfolgenden paläozoischen Zeitalter, jener Reichtum an fremdartigen Gestalten, welcher namentlich auf der üppigen Entfaltung der Gefäßkryptogamen, der rugosen Korallen, der Blastoideen und Cystideen, der Brachiopoden, Nautileen, Clymenien und Goniatiten, der Trilobiten, der heterocerkalen Ganoidfische und Panzerganoiden beruht. Auch diese Fauna und Flora macht einer anderen Platz, deren Gesamtcharakter dem Ziele der fortschreitenden Entwickelung des irdischen Organismus um eine bedeutende Stufe näher steht. Allmählich verschwinden, wie S. 512 gezeigt, die Hauptvertreter des paläozoischen Lebens, eine neue organische Welt stellt sich ein, verdrängt nach und nach die noch übrigen Repräsentanten des Altertums der Erde, verbreitet sich auf dieser und dominiert endlich in den Wassern und auf dem Festlande, — es ist die Fauna und Flora der mesozoischen Zeitalter.

An Stelle der paläozoischen Dschungeln von Calamiten und Sigillarien, Lepidodendren und Cordaiten treten ausgedehnte Waldungen von Coniferen, zwischen welchen zahlreiche und riesige Vertreter der neuen Gattung Equisetum wuchern; die Cycadeen erreichen das Maximum ihrer Entwickelung, neue Farne stellen sich ein und endlich erscheinen auch die ersten Repräsentanten der Angiospermen in den verhältnismäßig sparsamen Blättern der Credneria, Salix, Acer, Quercus, Sassafras u. a. Sie sind die Vorläufer der

*) Heinr. Credner. XI. Jahresb. d. naturhist. Ges. Hannover 1860. u. 61. S. 31.

**) P. Menzel. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 125. — E. Venator. Berg- u. Hütt.-Ztg. 1882. No. 1, 2 u. 3.

Pflanzengruppe, welche, in späteren Perioden an Formenreichtum immer mehr zunehmend und Coniferen und Cycadeen zurückdrängend, drei Viertel der Flora unserer Zeit ausmacht. Konnte man die paläozoische Erde als Reich der fast niedrigsten Pflanzen, der Gefäßkryptogamen bezeichnen, so ist die mesozoische Ära das Zeitalter der viel höher stehenden Gymnospermen. Gleichwie sich aber neben ersteren bereits die Vorläufer der mesozoischen Flora zeigen, so stellen sich auch schon während der mesozoischen Periode Vorläufer der höchst entwickelten angiospermen Pflanzenwelt ein, die erst in den känozoischen Zeitaltern die Herrschaft erlangt.

Ähnlich wie die Flora, so erfuhr auch der Gesamtcharakter der Tierwelt während der mesozoischen Periode eine Neugestaltung. Das Aussterben der paläozoischen Typen ist oben (Seite 512) genügend betont worden — für sie treten neue Formen ein. Jetzt erst erscheinen die modernen riffbauenden Korallen, die Hexacoralla, sowie die Euechiniden, um von da an bis in unsere Zeit fortzuleben. Statt der Brachiopoden und Nautileen, welche bisher durch ihren Formenreichtum und die Menge der Individuen den wesentlichsten Einfluss auf den organischeu Gesamtcharakter ausgeübt hatten, entfalten sich die Zweischaler, Gastropoden, Ammoneen (mit gegen 4000 Arten) und Belemniten, und nehmen den maßgebenden Rang jener ein. Unter den Crustaceen erscheinen neben zahlreichen Macruren die echten Krabben, die sämtlichen Familien der Insekten stellen ihre Vertreter. Die heterocerkalen Ganoiden, von welchen aus dem Zeitalter ihrer Hauptentwickelung noch einige Nachzügler in die mesozoische Periode reichen, sterben bald vollkommen aus, für sie treten homocerkale Ganoiden ein, welche im Verlaufe der mesozoischen Zeitalter das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen und dann ebenfalls allmählich zu der Seltenheit und der Formenarmut der Jetztzeit herabsinken. Neben ihnen erscheinen die ersten Knochenfische, und mit ihnen die Vorläufer des heute bei weitem vorwaltenden Typus der Fischwelt. Die Labyrinthodonten produzieren im Beginne der neuen Ära Riesengestalten, jedoch um bald zu verschwinden, und machen höher organisierten Vierfüßlern, den Ichthyosauriern, Plesiosauriern, Pterosauriern, Dinosauriern, Krokodiliern und Schildkröten Platz. Dass die Mitte der mesozoischen Zeitalter besonders für diese Reptilien geeignet war, zeigt sich nicht nur in der Häufigkeit, sondern auch in der Riesenhaftigkeit ihrer Repräsentanten, welche die Größe ihrer heutigen Nachkommen um das mehrfache übertreffen können. Ganz analog dem sporadischen Auftreten der ersten Angiospermen neben den damals herrschenden Coniferen und Cycadeen erstehen in der mesozoischen Periode, also während der Herrschaft der Reptilien, die ersten Warmblüter in vereinzelten Vögeln und Beuteltieren, um sich später im Verein mit den damals noch so sparsamen Laubhölzern, sowie mit den ebenfalls erst im Laufe der mesozoischen Ära

erscheinenden Knochenfischen zu den Hauptelementen einer neuen organischen Welt, der **känozoischen**, emporzuschwingen (vergl. S. 660).

Alle diese Erscheinungen sind Fingerzeige über die Länge der Zeiträume, welche die Entfaltung und Ausbreitung der Organismen in Anspruch nahm, Hinweise auf die lange Dauer der einzelnen Perioden der Erdgeschichte, Beweise für die allmähliche Entwickelung und Herausbildung der Floren und Faunen.

D. Die känozoische Formationsgruppe.

Die känozoische Schichtenreihe zerfällt in die **Tertiärformation** und die **Quartärformation**, letztere bestehend aus Diluvium und Alluvium.

Das Tertiär.

Charakter der Tertiärperiode im Anschlusse an die Rückblicke auf S. 514 und 656. Im Verlaufe der Tertiärperiode erlangte die Erdoberfläche allmählich und im wesentlichen ihre heutige Konfiguration und die Fauna und Flora einen Gesamtcharakter, der sich auf das innigste an die Jetztwelt anschließt. Diese Umgestaltung der gesamten irdischen Verhältnisse findet in folgenden Erscheinungen ihren Ausdruck:

1. **in fortwährenden Verschiebungen der Grenzen zwischen Festland und Meer** infolge säkularer Hebungen und Senkungen der Kontinente. Im Beginn der Tertiärzeit besaßen die heutigen Kontinente bei weitem nicht die Ausdehnung wie jetzt, vielmehr waren bedeutende Striche derselben noch vom Meere bedeckt, und tiefe Buchten und schmale Meeresarme erstreckten sich weit in ihr Inneres und zerteilten dieselben in Inseln und Halbinseln. Im Verlauf der tertiären Zeiträume fanden langsame Hebungen statt, infolge deren flache Küstenstriche über den Meeresspiegel gehoben, seichte Buchten und Kanäle trocken gelegt, tiefere zu Binnenmeeren umgewandelt, frühere Inseln durch Tiefebenen verbunden wurden und andere an Umfang wuchsen, während zugleich neue Inseln aus dem Meere auftauchten und früher zusammenhängende Ozeane durch Dämme von Festland getrennt wurden. In den Depressionen des jungen Festlandes sammelten sich die atmosphärischen Wasser an und bildeten Süßwasserseen. Auch die umgekehrte Bewegung, Senkung, fand in größerem Maßstabe, z. B. im Bereiche der gesamten nordeuropäischen Tiefebene statt, um dann wiederum Hebungen Platz zu machen. Aus diesen Oszillationen der Kontinente gingen allmählich die jetzigen horizontalen Konturen derselben hervor, zugleich aber bedingten sie die für die tertiäre Schichtenreihe so charakteristische

Wechsellagerung von marinen, brackischen und Süßwassergebilden, sowie (ganz abgesehen von den gleichzeitigen, tief eingreifenden klimatischen Veränderungen) fortwährende Wanderungen der Floren und Faunen nach Wohnstätten, in welchen sie die Möglichkeit einer Existenz vorfanden.

2. **in der Entstehung der heutigen Hochgebirge.** Der Hauptfaltungsakt der Mehrzahl der höchsten Gebirge, so der Pyrenäen, Alpen, Karpathen, des Himalaya und der Cordilleren fällt in die Tertiärperiode. Schichten, welche der ersten Hälfte dieses Zeitalters ihre Ablagerung verdanken, sehen wir hier heute z. B. in den Diablerets in Wallis und im Mont Perdu in den Pyrenäen über 3000, ja jungtertiäre Komplexe in manchen Gipfeln des Himalaya 4000—5000 m hoch emporgedrängt. Die Entstehung solch gewaltiger Gesteinswälle spiegelte sich, ganz abgesehen von der allgemeinen Veränderung der vertikalen Konturen der Kontinente, in der Herausbildung neuer Flusssysteme, in der Beeinflussung der klimatischen und meteorologischen Verhältnisse und dadurch der Faunen und Floren wieder.

3. **in vulkanischen Massenausbrüchen,** aus welchen trachytische, phonolithische, andesitische und basaltische Vulkangebirge und Deckensysteme hervorgingen (s. S. 151 und hinten unter »vulkanische Erscheinungen während der Tertiärzeit«). Die mit diesen auf dem ganzen Erdenrund sich geltend machenden vulkanischen Ereignissen verbundene Abgabe tellurischer Wärme hatte eine besonders intensive Kontraktion der Erdrinde zur Folge, welche Veranlassung zu den sub 2 erwähnten Stauungserscheinungen, also Gebirgsfaltungen gab.

4. **in der Herausbildung der jetzigen Klimazonen.** Der Beginn dieses Vorganges fällt schon in ältere Perioden, jedenfalls lassen sich in der Jura- und Kreidezeit Andeutungen klimatischer, von der Entfernung vom Äquator bedingter Verschiedenheiten in dem Hervortreten einer südlichen und nördlichen Fazies der Faunen beobachten (siehe S. 603 und 620). In der Tertiärperiode prägt sich diese zonenweise Sonderung der Klimata weiter und bestimmter aus, um allmählich zu dem heutigen Standpunkte der klimatischen Verhältnisse zu gelangen. Diese Vorgänge finden ihren unzweideutigen Ausdruck in der Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt. Die während der ganzen Tertiärperiode stattfindende fortwährende und allmähliche Bewegung der Isothermen nach dem Äquator zu hatte nämlich zur Folge, dass sich auch die Floren allmählich nach ihren jetzigen Verbreitungsgebieten zurückzogen, dass also ein nach dem Äquator gerichtetes Zurückweichen der bis dahin auch in nördlichen Breiten gedeihenden Formen stattfand. Das Resultat dieser Erscheinung ist, dass z. B. in Zentraleuropa auf die tropische und subtropische, indisch-australische Flora des Beginnes der Tertiärzeit (des Eocäns) die subtropische, mittelamerikanische Flora des Oligocäns und Miocäns und auf diese die gemäßigte mediterraneïsche Flora des jüngsten Tertiärs, des Pliocäns, folgte, dass also die Floren ein und

derselben Tertiärablagerung allmählich ihren anfänglich tropischen Charakter verlieren und den eines gemäßigten Klimas annehmen.

Bei den an den Boden gefesselten Pflanzen geben sich die Wirkungen klimatischer Veränderungen durchgreifender und augenfälliger zu erkennen, als bei der Tierwelt, jedoch finden sie auch in dieser und zwar namentlich in der Aufeinanderfolge der Meeresfaunen ihren unzweideutigen Ausdruck. So enthalten, um nur ein einziges Beispiel anzuführen, die untersten Ablagerungen des englischen Tertiärbeckens, die Londonthone, die Fauna tropischer und subtropischer Meere, seine obersten Schichten der Mehrzahl nach die Mollusken der England bespülenden See, anfänglich noch mit denen südlicher Breiten gemischt, später dieselben ganz verdrängend, — eine Erscheinung, die sich überall in unseren Breiten, wo die tertiäre Schichtenreihe vollständig entwickelt ist, wiederholt.

5. **in dem vollständigen Aussterben vieler Tier- und Pflanzenformen und dem Zurücktreten anderer,** welche bis dahin als wesentliche Glieder der früheren organischen Welt charakteristisch für verflossene Perioden waren. Mit dem Beginn der Tertiärzeit verschwinden von der Weltbühne die Inoceramen und Exogyren (so massenhaft in Jura und Kreide verbreitet), die Rudisten (felsbildend in der Kreide), die Nerineen (ganze Bänke der Jura- und Kreideformation anfüllend), die Ammoniten und Belemniten (die verbreitetsten Formen des Jura und der Kreide), die Turriliten, Scaphiten, Baculiten und die übrigen Nebenformen der Ammoniten (so charakteristisch für die Kreide), endlich die mesozoischen Dinosaurier, Meeressaurier, Flugsaurier und Mosasaurier. Andere Tier- und Pflanzentypen treten mit Beginn der Tertiärperiode mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie allmählich auf die verhältnismäßige Seltenheit in der Jetztwelt herabsinken. Hierher gehören namentlich die Cycadeen, die tropischen Coniferen, die Crinoideen, viele Molluskengeschlechter (vorzüglich Trigonia und die Ganoidfische.

6. **in der grofsartigen Entfaltung von Tier- und Pflanzentypen, deren erstes Auftreten in mesozoische Perioden fällt,** so der Angiospermen, also Laubhölzer, von denen wir die ersten Spuren in der Kreide fanden, und der Palmen, der Batrachier, Squaliden und Knochenfische; endlich und zwar namentlich der Säugetiere. In ihrem und der Laubhölzer massenhaften Auftreten liegt einer der wesentlichsten Charaktere der Tertiärperiode. Die ältesten uns bekannten Reste der Säugetiere stammen aus der obersten Trias und gehören einem Beuteltiere an; in Dogger und weißem Jura wiederholen sich ähnliche vereinzelte Vorkommnisse dieser niedrigsten Säugetiere, aber erst im unteren Tertiär beginnt sich eine größere Mannigfaltigkeit und Reichhaltigkeit innerhalb dieser Tierklasse zu zeigen; ihm gehören die ersten Vertreter der höher stehenden, vollkommen entwickelte Junge zur Welt bringenden Säugetiere (Placentalia) an.

In der alttertiären Zeit sind es Huftiere und zwar sowohl Unpaarhufer, als Paarhufer, welche die verbreitetsten Formen liefern. Freilich sind diese z. T. noch wenig spezialisiert, vielmehr oft noch als Kollektiv-

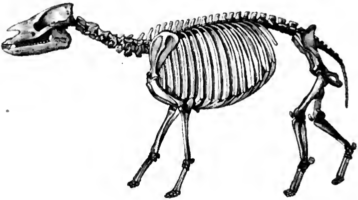


Fig. 499. Palaeotherium magnum Cuv.

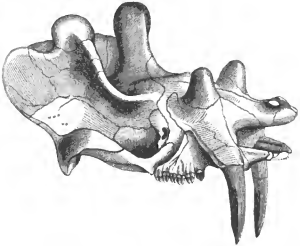


Fig. 500. Schädel von Dinoceras mirabile Marsh.

typen, als Bindeglieder heute scharf ausgeprägter Säugetierabteilungen ausgebildet. Zu den Unpaarhufern gehört vor allem das Palaeotherium (Fig. 499 und 533; tapirähnlich, mit rhinocerosartigem Zahnbau und mit

drei gleichstarken Zehen, ein Ahne unseres Pferdes), zu den Paarhufern hingegen Anoplotherium (Fig. 534; langschwänzig, wiederkäuerähnlich, mit zwei Zehen und unbedeutenden Resten von Seitenzehen), ferner Anthracotherium (dem Wildschwein sowie dem Hippopotamus ähnlich). Zu den auffallendsten Gestalten der Huftiere jedoch zählen Coryphodon (bärenartig, aber mit dem Fußbau des Elephanten) sowie die Dinoceraten (Dinoceras und Loxolophodon) aus dem nordamerikanischen Alttertiär. Letzteres waren gewaltige plumpe, elephantenähnliche Huftiere mit riesigen Hauern im Oberkiefer (Fig. 500), auf der Oberseite des Schädels mit 3 Paar Knochenvorsprüngen, welche wohl als Träger großer Hörner dienten. Mit allen diesen Huftieren waren primitive Formen der Raubtiere, der Halbaffen (Lemuriden), Nager und Insectivoren vergesellschaftet.

Reichlicher und schärfer ausgeprägt gestaltet sich die Säugetierfauna des Jungtertiärs, welche vorzüglich durch z. T. moderne Geschlechter der Raubtiere (Hyaena, Machaerodus, Felis, Canis, Ursus), der Nashörner (Rhinoceros), der Pferde (Anchitherium, Hipparion), der Paarhufer (Hippopotamus, Procamelus, Hirsche und Antilopen), der Rüsselträger (Dinotherium, Mastodon) und der Affen vertreten ist.

7. **in dem allmählichen Erscheinen einer immer größeren Anzahl den heutigen nahe stehender und endlich mit ihnen identischer Molluskenarten,** demzufolge die Zahl der im Tertiär vertretenen, jetzt noch lebenden Spezies in den jüngeren Tertiärablagerungen mehr und mehr wächst. So nimmt man von der Molluskenfauna der Miocänformation (das Tertiär zerfällt in Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän) an, dass sie 10—40 Prozent, von dem älteren Pliocän, dass es 40—60, von dem jüngsten Pliocän, dass es schon 60—90 Prozent noch lebende Molluskenarten enthalte.

Fasst man die oben beschriebenen Erscheinungen kurz zusammen, so gelangt man zu folgender **Charakteristik der Tertiärperiode:** Die Tertiärperiode ist das Zeitalter, in welchem Palmen, Laubhölzer und Säugetiere zu einer großartigen Entfaltung gelangen; infolge einer schärferen Ausbildung der Klimazonen macht sich eine zonenweise, von der Entfernung vom Äquator abhängige Sonderung der Organismen immer bemerklicher; unter den verschiedenartigen klimatischen Einflüssen, die durch Entstehung von Hochgebirgen noch komplizierter werden, bilden sich innerhalb der Meere und deren Buchten die mannigfaltigsten Lokalfaunen aus. Ähnliches ist auf dem Festlande und in den süßen Gewässern der Fall. Die klimatischen Verhältnisse nähern sich mehr und mehr denen unserer Zeit, Hand in Hand damit geht das Auftreten einer immer größer werdenden Anzahl von Tier- und Pflanzenformen, welche mit denen der Jetztzeit identisch sind. Die Mannigfaltigkeit der irdischen Verhältnisse und des organischen Lebens während der Tertiärperiode ist größer, als in irgend einem der vorhergehen-

den Zeitalter, und repräsentiert die letzte Stufe der Erdentwickelung vor ihrem Eintritt in die Jetztzeit.

Der Vollzug aller dieser Vorgänge während der Tertiärperiode, wahrscheinlich kaum intensiver, als die Veränderungen innerhalb jetziger und früherer Zeitalter, ist recht dazu geeignet, uns die Größe des Zeitraumes, welchen die Erdentwickelung in Anspruch nahm, vor Augen zu führen. Ganze Faunen und Floren sind innerhalb dieser einen Periode von anderen verdrängt worden, Hochgebirge sind entstanden, aus Inselgruppen sind Kontinente geworden, und doch sind diese Prozesse wahrscheinlich so langsam vor sich gegangen, wie heute, wo uns die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche stabil erscheint. Und diese Tertiärperiode füllt nur das letzte Blatt der Erdgeschichte, soweit sich diese vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat.

Die Schichtenreihe des Tertiärs in allgemein gültiger Weise zu gliedern, die einzelnen Unterabteilungen entfernter Tertiärareale mit einander zu parallelisieren und für sie charakteristische Merkmale aufzustellen, hat ungemeine Schwierigkeiten. Man denke sich einen Teil der jetzigen Meere durch Hebungen trocken gelegt, ihren Zusammenhang durch jüngere Ablagerungen verdeckt oder durch Abschwemmung zerschnitten, einen Teil dieses jungen Festlandes zu Gebirgen emporgestaut, anderes in seiner ursprünglichen Lagerung erhalten, — welche Anhaltspunkte würde ein Geolog der Zukunft haben, um die Gleichalterigkeit der Sedimente des Roten und des Mittelländischen Meeres, des Stillen Ozeans und des Golfes von Mexiko beweisen zu können? In der Übereinstimmung der Bewohner dieser Gewässer würde er sie, trotzdem die letzteren oft nur durch wenige Meilen Festland von einander getrennt sind, nicht finden. Die Ablagerungen aus der Tertiärperiode umschließen aber außerdem die Beweise einer mehrmaligen Umgestaltung der Faunen jedes Meeres, der Tier- und Pflanzenwelt jedes Kontinentes und oft in jedem verschieden von dem anderen, so dass sich die Verhältnisse zu außerordentlich schwierigen gestalten. Die einzige Möglichkeit der Feststellung des größeren oder geringeren Alters tertiärer Meeresablagerungen und dadurch ihrer Äquivalenz beruht auf der Vergleichung ihrer Faunen mit denen der benachbarten Meere, als deren Rückstände sie zu betrachten sind und mit denen sie um so mehr Arten gemeinschaftlich führen werden, je jünger sie sind, während umgekehrt größere Unähnlichkeit und (beim Tertiär unserer Breiten) sich mehrende tropische Charakterzüge für größeres Alter sprechen. Man hat früher geglaubt, in der Molluskenfauna des Eocäns 3, des Miocäns 19, des Pliocäns 52 Prozent noch lebender Arten zu erkennen, Verhältniszahlen, welche infolge jedes neuen Fundes schwanken und wegen der Schwierigkeit der Identifizierung der Spezies und der Unbestimmtheit des Speziesbegriffes unsicher bleiben mussten. Nach neueren Vergleichen haben sich jene Werte

dahin umgeändert, dass im Eocän noch keine, im Oligocän und Miocän etwa 10—40, im Pliocän gegen 40—90 Prozent jetzt noch lebender Molluskenarten auftreten.

Von derartigen Grundlagen ausgehend, also je nach dem obwaltenden Grade der Ähnlichkeit mit der heutigen organischen Welt, hat man das Tertiär wie folgt gegliedert:

II. Jungtertiär (Neogen):
2. Pliocän,
1. Miocän.

I. Alttertiär (Paläogen):
2. Oligocän,
1. Eocän.

Wir werden jede dieser Gruppen für sich betrachten und, da eine Generalisierung nicht wohl möglich ist, von den zahlreichen lokalen, jedesmal nur auf gewisse Gebiete beschränkten Ausbildungsweisen einige typische Beispiele kurz beschreiben.

Das Alttertiär.

Das Eocän.

		Das Eocän Südenglands	Das Eocän des Seinebeckens	Das Eocän Belgiens
Obereocän		Barton clay and sand	Calcaire de St. Ouen, Sables moyens de Beauchamp	Système Wemmelien
Mitteleocän		Bagshot and Bracklesham	Calcaire grossier (Pariser Grobkalk	Syst. Laékenien Syst. Bruxellien
		London clay and Bognor beds	Sables nummulitiques de Cuise	Syst. Paniselien Syst. Yprésien
Untereocän	Paleocän	Woolwich and Reading beds = Plastic clay	Argile plastique et lignite du Soissonnais	Syst. Landenien
		Thanet sands	Sables de Bracheux, Marnes strontianifères de Meudon	Syst. Heersien

Das Eocän im südlichen England. Die tertiäre Schichtenreihe Englands beginnt mit:

Untereocän.

1. Thanetsanden, kiesigen Sanden und untergeordneten Sandsteinen, welche den Boden der Kreidemulde, in der sich das Tertiär ablagerte, lokal bedecken. Mit mariner Fauna (Fusus, Scalaria, Nucula, Ostrea). Auf sie oder, wo sie fehlen, direkt auf die weiße Kreide folgt

2. die Woolwich and Reading Series, ein etwa 30 m mächtiger Komplex von meist dunkelen, zum Teil bunten plastischen Thonen, wechsellagernd mit weißen Sanden und Feuersteinkies, welche sich durch das Auftreten von untergeordneten Braunkohlen und das Vorkommen von Cyrenen, Cerithien, Melanien, Melanopsis und Paludina als eine wenigstens teilweise fluviatile und brackische Bildung zu erkennen giebt. Die beiden häufigsten Conchylien sind: Cyrena cuneiformis Sow. und Melania inquinata Desh. (Fig. 501 und 502).

Diese beiden Komplexe sind von Schimper, v. Koenen

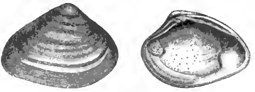


Fig. 501. Cyrena cuneiformis Sow.



Fig. 502. Melania inquinata Desh.

und englischen Geologen vom Eocän abgetrennt und als selbständige Stufe »Paleocän« aufgefasst worden.

Mitteleocän.

1. Der London-Thon, gegen 200 m mächtig, einförmig zähe, graue oder braune Thone mit Septarien, welche sehr reich an organischen Resten



Fig. 503. Nucula amygdaloides Sow.



Fig. 504. Voluta nodosa Sow.

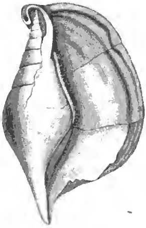


Fig. 505. Rostellaria macroptera Brand.



Fig. 506. Aturia zickzack Sow.

sind. An seiner Basis die Oldhaven-Beds (Feuerstein-Kiese). Die Blätter und Früchte einer Anzahl tropischer Pflanzen, die Reste von Krokodilen, Schildkröten, Vögeln (diese bei Odontopteryx mit knöchernen Zähnen) und Säugetieren (Coryphodon, Didelphis) weisen darauf hin, dass sich die London-Thone in der Nähe von Festland abgelagert haben müssen, welchem die genannten organischen Reste durch Flüsse entführt worden sind. Neben ihnen finden sich zahlreihe Arten von Conus, Voluta, Cypraea, Nucula, Aturia, welche ebenso wie jene für ein damals herrschendes tropisches Klima sprechen. Einige charakteristische Formen sind: Nucula amygdaloides Sow., Voluta nodosa Sow., Rostellaria macroptera Brand, Aturia zickzack Sow. (Fig. 503 bis 506).

2. Bagshot- and Bracklesham-sand. Auf die London-Thone folgen in der Nähe der englischen Hauptstadt bis gegen 200 m mächtige



Fig. 507. Venericardia planicosta Lam.

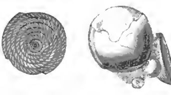


Fig. 508 u. 509. Nummulites laevigatus Lam.
(Fig. 508 im Längsbruche.)

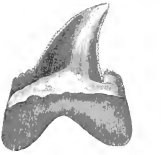


Fig. 510. Carcharodon angustidens Ag.

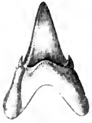


Fig. 511. Otodus obliquus Ag.

gelbe, unfruchtbare Quarzsande (Bagshotsande), auf welche ein glaukonitischer sandiger Schieferletten aufgelagert ist. Während die ersteren fast vollkommen versteinerungsleer sind, führen die Grünsande neben den Resten von Gavialen und Schildkröten sowie Fischzähnen (Fig. 510 u. 511) zahlreiche Individuen von Venericardia planicosta (Fig. 507), Ostrea flabellula und Corbula striata. Weiter südlich sind diese mittleren Bagshotsande, die dort Braklesham-beds genannt werden, sehr reich an organischen Resten, welche deren Äquivalenz mit dem Pariser Grobkalke beweisen und bei Besprechung dieses letzteren zum Teil abgebildet werden sollen, so Cerithium giganteum Lam., Murex asper, Conus deperditus, Cypraea inflata, Voluta crenulata, Turritella imbricata, Turritella terebellata, Venericardia planicosta (Fig. 507), Pectunculus pulvinatus, Turbinolia sulcata, Nummulites laevigatus (Fig. 508 u. 509) u. a.

Obereocän.

Barton-Thon und -Sand; bis 120 m mächtige, dunkele, sandige Thone mit Sphärosideritnieren, sowie mit Nummulites variolarius Lam.,


Fig. 512. Chama squamosa Eichw.


Fig. 513. Cardita sulcata Brug.


Fig. 514. Crassatella sulcata Sow.


Fig. 515. Typhis pungens Brand.


Fig. 516. Voluta athleta Sol.


Fig. 517. Terebellum fusiforme Lam.

Numm. planulatus, Chama squamosa Eichw., Cardita sulcata Brug., Crassatella sulcata Sow., Typhis pungens Brand, Voluta athleta Sol., Terebellum fusiforme Lam. (Fig. 512 bis 517).

Das Eocän des pariser Beckens. Die hierher gehörigen Tertiärablagerungen bestehen aus einem Komplex von abwechselnden marinen, brackischen und Süßwassersedimenten und füllen, überlagert von den jüngeren Tertiärgebilden, ein flaches tellerförmiges Becken aus, welches von

der obersten Kreide geformt wird und in dessen Zentrum Paris liegt. Die Hauptglieder dieser nordfranzösischen eocänen Schichtenreihe sind:

Untereocän.

1. untere Sande (Sande von Bracheux). Diese Gruppe beginnt mit den Strontian führenden Mergeln von Meudon, dann weißen Sanden und Mergeln, welche Süßwasserconchylien sowie die Reste von Arctocyon primaevus führen. Auf sie folgen marine, graue, mitunter glaukonitische Sande mit Ostrea bellovacina, Crassatella sulcata, Voluta depressa etc. Beide zusammen sind die Repräsentanten des englischen Thanetsandes.

2. Plastische Thone und Braunkohlen; Sande von Soisson mit Melania inquinata, Cyrena cuneiformis, Ostrea bellovacina (= Woolwich and Reading beds).

Mitteleocän.

3. Sables nummulitiques de Cuise. Die plastischen Thone werden z. B. bei Cuise Lamotte bei Compiègne von glimmerreichen oder glaukonitischen Sanden überlagert, welche stellenweise reich an organischen Resten sind, unter welchen sich Nummulites planulatus Lam., Turritella hybrida, Nerita conoidea Lam. und zu oberst Venericardia planicosta durch ihre Häufigkeit hervorheben.

2. Der Grobkalk von Paris (Calcaire grossier), eine 20 bis 30 m mächtige Schichtenreihe von sandigen, glaukonitischen oder mergeligen Kalksteinen, welche zu unterst sehr reich sind an Nummulites laevigatus, Numm. scaber, Ostrea flabellula und O. multicostata, in den mittleren Regionen vorzüglich häufig folgende Conchylien führen: das bis 0,7 m lange Cerithium giganteum (Fig. 521), Turritella imbricataria, Conus deperditus (Fig. 519), Cassis cancellata (Fig. 520), Cerithium hexagonum (Fig. 522), Fusus bulbiformis, Chama calcarata, Lucina mutabilis und concentrica, Cardita imbricata, Crassatella ponderosa (Fig. 523), Corbis lamellosa, Cardium porulosum (Fig. 524), Venericardia planicosta (Fig. 507). Der obere Grobkalk namentlich mit: Cerithium angulosum, interruptum und lapidum, Lucina saxorum und Cardium obliquum. Gewisse Schichten vorzüglich des mittleren Grobkalkes, die Miliolidenkalke, bestehen fast lediglich aus Foraminiferenschalen von etwa Sandkorngröße und liefern einen trefflichen Anhaltspunkt zur Orientierung in dem Tertiär des Seinebeckens. Auch Cerithien, von denen im Pariser Becken über 150 Spezies bekannt sind, können einzelne Schichten des Grobkalkes vollkommen ausfüllen. Zugleich zeigen sich jetzt die ersten Vorläufer der Hufthiere, Lophiodon und Palaeotherium.

Obereocän.

1. Mittlerer Meeressand (Sables moyens, grès de Beau-



Fig. 518. Nerita conoidea Lam.



Fig. 519. Conus deperditus Lam.

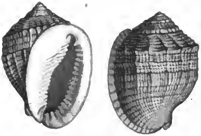


Fig. 520. Cassis cancellata Lam.



Fig. 521. Cerithium giganteum Lam.



Fig. 522. Cerithium hexagonum Brug.

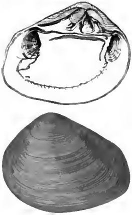


Fig. 523. Crassatella ponderosa Nyst.

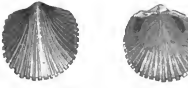


Fig. 524. Cardium porulosum Lam.

champ). Lichte Quarzsande, in denen außer zahlreichen marinen Mollusken namentlich ein kleiner Nummulit (N. variolarius) häufig ist.

2. Süßwasserkalk von St. Ouen mit Planorbis, Limnaeus, Bithynia etc.

Das Eocän des Südens*). In der Jura-, namentlich deutlich aber in der Kreideformation offenbarte sich die Erscheinung, dass deren südliche Verbreitungsgebiete einen von den nördlichen vollkommen verschiedenen Gesamtcharakter besaßen. Ähnliches wiederholt sich in der Eocänformation. War es in der Kreide die merkwürdige Gruppe der Rudisten und Caprotinen, welche jene alpine Fazies bedingte, so ist es in dem Eocän das nicht weniger eigentümliche Geschlecht der Nummuliten, auf deren plötzlichem Auftreten in unermesslichen Scharen der Habitus des südlichen Eocäns beruht. In diesem bilden sie oft fast das ausschließliche Material mächtiger Schichtenkomplexe, welche man als Nummulitenschichten bezeichnet. Auch die petrographischen Eigentümlichkeiten der alpinen Kreide wiederholen sich in dem südlichen untersten Tertiär, indem in beide harte, zum Teil krystallinische Kalksteine oft eine wichtige Rolle spielen, dem Norden hingegen fremd sind.

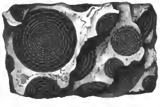


Fig. 525. Nummuliten-Kalkstein aus den Pyrenäen mit Längsdurchschnitten von Nummulites Puschi d'Arch.

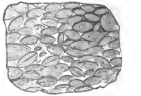


Fig. 526. Nummuliten-Kalkstein aus Ungarn mit Querdurchschnitten von Nummulites scaber Lam.

A *B*

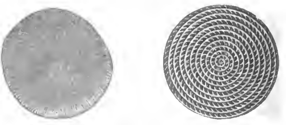


Fig. 527. Nummulites nummularius.
A äußere Ansicht, *B* Horizontaldurchschnitt der Schale.

*) Studer. Geologie der Schweiz. Bd. II. Bern u. Zurich 1853. S. 87 u. f. — Gumbel. Geogn. Beschr. des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861. S. 579 u. f.

Diese südliche oder alpine Fazies des Eocäns ist eins der großartigsten geologischen Phänomene. Mächtige Schichtensysteme bestehen zum Teil fast lediglich aus linsen- bis thalergroßen Schalen von Nummuliten, einem Foraminiferen-Geschlechte, welches eine Häufigkeit der Individuen erreicht, für die wir kaum ein Analogon besitzen, um nach kurzem wieder zu verschwinden. Und wie gewaltig war ihr Verbreitungsgebiet! In einer nur wenig unterbrochenen Zone und in größter Gleichförmigkeit ziehen sich die Felsen, welche lokal fast ausschließlich von ihren Schalen aufgebaut sind, von Spanien und Marokko aus, die beiden Seiten des mittelländischen Meeres entlang, durch die ganzen Alpen und Karpathen, durch die Apenninen, Griechenland und die Türkei, durch Nordafrika, Ägypten und Kleinasien, durch Persien und Ostindien bis nach China, Java, Sumatra und den Philippinen, kurz von einem bis zum anderen äußersten Ende der alten Welt. An dem Baue der gewaltigsten Gebirge, welche diese trägt, haben sie Teil genommen, sind bei deren Entstehung in ihrer Lagerung so gestört und von gewaltsamen Dislokationen betroffen worden, dass sie sich jetzt unter höchst verworrenen Lagerungsverhältnissen in bis 3000, ja 5000 Meter Höhe finden.

Die Nummulitenschichten sind größtenteils dichte, zähe, graue, gelbe oder rote Kalksteine, die sich stets durch ihren Reichtum an Nummuliten auszeichnen, ja lediglich zu Aggregaten von millionenweise dicht über einander liegenden Nummuliten werden. Nicht selten wird die Kalksteinmasse, welche die einzelnen Nummuliten zusammenhält und verkittet, durch Sand vertreten, so dass Nummulitensandsteine entstehen. In ganz ähnlicher Weise stellen sich oolithische Eisenerze ein, so am Kressenberg und bei Sonthofen im südlichen Bayern.

Man kennt eine ziemlich bedeutende Anzahl von Nummulitenarten, nach welchen sich eine Reihe von Horizonten im südlichen Eocän unterscheiden lassen. Ihrem Alter nach geordnet, sind die wichtigsten: Numm. planulatus d'Orb., — Numm. laevigatus Lam. (Fig. 508 und 509), — Numm. perforatus d'Orb., — Numm. complanatus Lam., — Numm. intermedius d'Arch.

Außer diesen Foraminiferen kommen, zum Teil mit ihnen vergesellschaftet, zum Teil auf Schichten, welche mit Nummulitenbänken wechsellagern, beschränkt, eine große Anzahl anderer fossiler Reste vor, welche z. T. ebenfalls aus den eocänen Ablagerungen von England und des Seinebeckens bekannt sind. Als bekannte derartige Fundstellen sind zu nennen: der Kressenberg in den bayerischen Alpen, Biarritz am Fuße der Pyrenäen, Ronca und Monte Postale in Oberitalien, Mokattam bei Kairo.

— F. v. Hauer. Geologie. II. Aufl. 1877. Eocanformation in d. Alpenländern u. in den Karpathenländern. — O. Heer. Urwelt d. Schweiz. 1879. S. 244.

Durch seinen Reichtum an wohlerhaltenen Fischen und Palmen ist der Kalkschiefer des Monte Bolca in Oberitalien berühmt.

Außer durch die eben kurz geschilderten Nummulitenschichten spricht sich die südliche Fazies des Alttertiärs in noch einer zweiten, eigentümlichen Gesteinsbildung aus, dem Flysch, von welchem S. 642 und 646 gezeigt wurde, dass seine Bildung bereits in der Kreidezeit begann, der also ein Faziesgebilde teils der Kreideformation, teils des unteren Tertiärs (des Eocäns und Unteroligocäns) vorstellt, dann mit den Nummulitenkalken eng verknüpft ist und z. B. die versteinerungsreichen Kressenberger Schichten der bayerischen Alpen konkordant überlagert (Fig. 528). Der Flysch ist eine

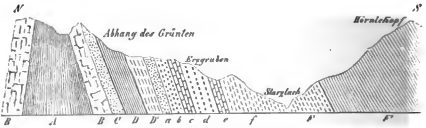


Fig. 528. Profil der Nummulitenformation am Grünten bei Sonthofen in Südbayern. Nach *Gümbel*.

A Unteres Neocem, *B* Schrattenkalk, *C* Gaultsandstein, *D* Seewenkalkstein, *D'* Seewenmergel — alpine Kreide.

a Grünsandstein, *b* Mergelschiefer, *c* Nummulitenkalkstein, *d* Mergel mit Eisenerzen, *e* Quarziger Nummulitenkalk, *f* Flyschähnliche Nummulitenschichten, *F* Flysch — alpines Eocän.

mächtige Schichtengruppe von dunkelfarbigen Schiefern und Sandsteinen, thonigem Kalkstein und Mergelschiefer, welche oft so reich an Fucoiden (zumal Chondrites intricatus, Chondrites Targionii, Chondrites furcatus) ist, dass dieselben die Schichtungsflächen dieser Gesteine häufig ganz bedecken (Fucoidenschichten). Dieser Flyschformation gehören auch die schwarzen Dachschiefer von Glarus an, welche durch ihren Reichtum an Knochenfischen (Palaeorhynchus, Meletta) berühmt geworden sind. Jedenfalls ist ein mehr als 300 m mächtiges Schichtensystem, welches lokal von Meeresalgen strotzt, aber (abgesehen von den Fischen in den glarner Schiefern) kaum eine Spur von animalischen Resten zeigt, unmittelbar zwischen von Tiergehäusen angefüllten Gesteinsbildungen eine wunderbare Erscheinung, welche das Eigentümliche des alpinen Alttertiärs noch erhöht.

Das Eocän der Rocky-Mountains. In dem Raume zwischen den Rocky-Mountains und dem Wahsatchgebirge breiten sich in der enormen Mächtigkeit von über 3000 m Süßwasserablagerungen als Ausfüllungsmassen eines wesentlich der Eocänperiode angehörigen großen

Binnensees aus. Ihre Oberfläche bildet jetzt ein weites, dürres, wüstenartiges Tafelland, welches durch Erosion und Denudation terrassenförmig zerschnitten und z. T. in eine phantastische Felsenlandschaft umgestaltet worden ist (Bad Lands). Diese alttertiäre Binnenformation zeichnet sich durch ihren Reichtum an Skeletten von Wirbeltieren und zwar namentlich von Säugetieren aus und gliedert sich in 4 Unterabteilungen, deren jede durch eine selbständige Fauna charakterisiert wird. Der unterste, etwa 1800 m mächtige Schichtenkomplex, die Puerco- und Wahsatch-Gruppe umschließt u. a. die Reste von Coryphodon und Phenacodus (fünfzehigen Hufticren). Die dann folgende Green-River-Gruppe hingegen liefert ausschließlich Fische vom Habitus der Monte-Bolca-Fauna. Die nächst höhere, 800—900 m mächtige Bridger-Gruppe wiederum ist die Lagerstätte des riesigen Dinoceras und Loxolophodon (s. S. 662), sowie des Tillotherium (eines gigantischen Nagetieres), ferner tapirartiger Lophiodonten und von Halbaffen (Adapis). Die letzten Absatzprodukte des ursprünglichen Wahsatch-Sees bildet die unter- und mitteloligocäne Uinta-Gruppe mit einer Säugetierfauna von dem europäischen Tertiär durchaus fremden Gattungen (Diplacodon, Amynodon). Dem Alter nach schließen sich an die Uinta-Gruppe die in Oregon, Nevada und benachbarten Teilen der Rocky-Mountains verbreiteten und als White-River-Gruppe bezeichneten Binnensee-Ablagerungen an, welche sich namentlich durch die Führung von Brontotherium (riesige Rhinozerosse mit zwei neben einander stehenden Hörnern) und von Oreodon (»wiederkäuende Schweine«) auszeichnen.

Das Oligocän.

Tabellarische Übersicht auf S. 674.

Das Oligocän in Südengland. An die S. 664 beschriebene eocäne Schichtenreihe Englands und zwar speziell an die Bartonthone schließt sich eine fluvio-marine Bildung an, während deren Ablagerung stets Schwan-



Fig. 529. Planorbis euomphalus Sow.

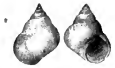


Fig. 530. Paludina orbicularis Sow.

Das Oligocän

	von England	des Seinebeckens	von Norddeutschland	der Schweiz und Südbayerns	des Mainzer Beckens
Oberes	Lignite and clay of Bovey	Calcaire à helices. Calcaire de Beauce; Meulières de Montmorency; Marnes d'Etampes	Mergel von Osnabrück, Wiepke und Bünde; Muschelsande von Kassel; Sternberger Gestein; Glimmersande der Mark, Sachsens, von Crefeld, Düsseldorf.	Untere Süßwassermolasse (aquitanische Stufe); Cyrenenschichten Südbayerns mit Pechkohlenflötzen (Miesbach), Rote mergelige Molasse des Rigi.	**Cerithienschichten nebst Landschneckenkalk und Blättersandstein. Cyrenenmergel.**
Mittleres	Süßwassergebilde der Hempstead beds	Grès de Fontainebleau. Molasse d'Etrechy; Marnes à Ostrea; Travertin de la Brie; Marnes à Cyrènes.	Septarienthon; Stettiner und Sollinger Sand; (Rupélien)	Untere Meeresmolasse (Tongrische Stufe)	**Septarienthon; Meeressande von Weinheim, Alzei, Kreuznach.**
Unteres	Bembridge Series; Osborne Series; Headon Series	Gypse du Montmartre; Marnes et sables à Mytilus, à Pholadomya à Lucina et à cerithes	Braunkohlen; Thone von Egeln; Bernstein führende Schichten des Samlandes; Unterste norddeutsche Braunkohlenbildung	Schichten von Häring; Blättersandstein von Reit i. Winkel. Jüngste Nummuliten- und Flyschbildung	**Im Elsass Petrolsande.**
	Anschließend an das Eocän; siehe Tabelle auf S. 664.				

kungen des Meeres stattfanden, so dass bald marine, bald brackische, bald Süßwassergebilde zum Absatz gelangten. Sie zerfällt in drei Abteilungen:

1. Das **Unteroligocän** von Headon, Osborne und Bembridge besteht vorzugsweise aus abwechselnden Süßwasser- und Brackwasserschichten, also Sanden, Mergeln und Thonen mit Arten von Cyrena, Unio, Paludina, Planorbis, Potamides, Cerithium, Melania, Limnaea, Helix und Bulimus. Von diesen können als einige der verbreitetsten und häufigsten gelten: Planorbis euomphalus Sow. (Fig. 529), Planorbis discus Edw., Cerithium concavum Desh., Paludina orbicularis Sow. (Fig. 530), Melania turritissima Forbes, Limnaea longiscata Brongn., Helix occlusa Edw., Neritina concava Sow. — Zu diesen Mollusken gesellen sich die Reste zahlreicher Wirbeltiere, welche innerhalb der unteroligocänen Schichtenreihe Englands

auf zwei Horizonte verteilt sind, deren unterer der Headon-, deren oberer der Bembridge-Series angehört. Sie gehören, abgesehen von verschiedenen Schildkröten, Schlangen und Krokodilen, den Gattungen Anoplotherium und Palaeotherium an. Es sind dies dieselben Säugetiere, welche sich in dem Gypse des Montmartre so häufig finden, dass die Parallelisierung des letzteren mit der Bembridge-Series vollkommen gerechtfertigt erscheint. Zwischen dieser Schichtenreihe mit Süßwasser- und Landbewohnern treten jedoch gewisse Schichten marinen Ursprungs eingeschaltet auf, deren Fauna mit der des deutschen Unteroligocäns über 20 charakteristische Arten gemein hat, so dass die Äquivalenz der Headon-Bembridge-Series, des Gypses von Montmartre und des deutschen Unteroligocäns gesichert ist.

2. Das **Mitteloligocän**, die Hempstead-Series, brackische, etwa 60 m mächtige Thone, Sande und Mergel mit Cyrena semistriata Desh. (Fig. 531), Cerithium plicatum Brug. (Fig. 532), welche sich ebenfalls in den gleichalterigen Meeressanden von Frankreich (Sable d'Etampes) finden.



Fig. 531. Cyrena semistriata Desh.



Fig. 532. Cerithium plicatum Brug.

3. Dem **Oberoligocän** scheint jene kleine Braunkohlenformation anzugehören, welche eine muldenförmige Vertiefung in der Granitregion von Bovey-Tracey in Devonshire ausfüllt. Sie besteht aus einer 100 m mächtigen Schichtenreihe von wechselnden Sanden, Thonen und Braunkohlen und ist außerordentlich reich an wohlerhaltenen Pflanzenresten. Diese gehören vorzugsweise Coniferen, und zwar namentlich dem Genus Sequoia (S. Couttsiae Heer), ferner Palmaciten an; andere Schichten sind voll großer Farnwurzeln, noch andere reich an Dikotyledonen-Blättern (Cinnamomum, Laurus, Quercus, Salix, Ficus u. a.).

Das Oligocän im pariser Becken. Im Seinebecken schließt sich an das Eocän (S. 667) folgende oligocäne Schichtenreihe an:

Unteroligocän.

1. Das Hauptglied der französischen Unteroligocänformation ist der Gyps des Montmartre, welcher in Form größerer lentikulärer Einlagerungen eingeschaltet ist zwischen Mergeln mit Mytilus, Pholadomya, Lucina und Cerithium. In ihm kommen sehr zahlreiche Knochen von Säugetieren, Vögeln und Reptilien vor. Fast kein Block wird aus dem Gyps des Montmartre gebrochen, der nicht dergleichen enthielte, meist aber isoliert und zerstreut, nur selten in vollständigen Skeletten. Die Vertreter dieser Säugetierfauna sind hauptsächlich Hufttiere, so Lophiodon, vor allen aber das artenreiche und weitverbreitete Palaeotherium (Fig. 499 und 533)

und Anoplotherium (Fig. 534), denen sich eine Anzahl Beuteltiere, Fleischfresser, Nager und Handflügler, Canis, Hyaenodon, Sciurus, Vespertilio zugesellen. Im Vergleiche mit den Säugetieren, welche durch etwa 50 Spezies im Pariser Gypse repräsentiert sind, treten die Vögel (10 Arten) stark zurück. Auf den Schichtungsflächen des dortigen Gypses sind auch die Fußtapfen der meisten dieser Tiere, welche sie im Schlamme der See-

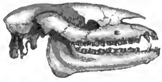


Fig. 533. Schädel von Palaeotherium crassum Cuv.

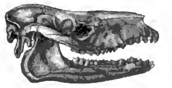


Fig. 534. Schädel von Anoplotherium commune Cuv.

ufer hinterliessen, enthalten, so die von Anoplotherium, Palaeotherium, von Land-, Fluss- und Sumpfschildkröten, großen Batrachiern, Krokodilen, Leguanen und Riesenvögeln.

2. Mergel mit Limnaea strigosa.

Mitteloligocän.

1. Cyrenen-Mergel (marnes à cyrènes), neben Cyrenen mit viel Cerithien;

2. Süßwasserkalk von Brie (Travertin moyen), mit Planorbis, Bithynia, Limnaea;

3. Ostreen-Mergel, namentlich mit Ostrea cyathula;

4. Molasse von Etrechy mit Cerithium plicatum und Cytherea incrassata sowie Halitherium;

5. der Sandstein von Fontainebleau, pittoreske Felsen bildend, und Sande von Etampes; an der Basis Mergel mit Cerithien, Cytherea, Gasterochaena, Purpura, — dann Sande mit Lucina, Cardita, Cytherea.

Oberoligocän.

Obere Süßwasserbildung (Meulières de Montmorency, Calcaire de Beauce), welche besteht aus Süßwasserkalken und Quarzen mit Limnaea, Paludina, Planorbis, und in ihrem obersten Horizonte mit zahlreichen Arten von Helix.

Das Oligocän in der Schweiz (untere Molassenformation*). Auf die S. 670 geschilderte eocäne und unteroligocäne, aus Nummuliten-

*) O. Heer. Urwelt der Schweiz. 1879. S. 293 u. f.

und Flyschgebilden bestehende Schichtenreihe des nördlichen Alpensaumes folgt eine gewaltige Ablagerung von Sandsteinen und Konglomeraten, die man mit dem Namen Molasse bezeichnet. Sie gehört der Mittel- und Oberoligocän-, der Miocän- und der Pliocänformation an. An dieser Stelle betrachten wir nur die erstere in kurzen Zügen. Die oligocäne Molasse der Schweiz besteht aus zwei Unterabteilungen:

1. Die untere Meeresmolasse, ein Sandstein, welcher aus Körnern von Quarz, Kieselschiefer und Feldspat und einem feinsandigen, mit Säuren brausenden Mergelzemente, sowie weißen Glimmerschuppen und dunkelgrünen Glaukonitkörnern zusammengesetzt und bankartig geschichtet ist. Er führt, wie die oberen Meeressande von Frankreich, wie die Hempstead-Thone und die norddeutschen mitteloligocänen Bildungen Cyrena semistriata (Fig. 531), Pectunculus obovatus, Ostrea longirostris, Ost. cyathula, Ost. callifera, Cerithium plicatum (Fig. 532), Cerith. elegans, ist demnach ebenfalls mitteloligocän (tongerische Stufe).

2. Die untere Süßwassermolasse (aquitanische Stufe). Sie beginnt mit der roten Molasse, nämlich bunten, roten Mergeln, welche stellenweise über 300 m mächtig werden und z. B. am Rigi und Hochfurren eine großartige Entwickelung besitzen. Auf sie folgen Sandsteine, Mergel und Nagelfluh, d. h. grobe Konglomerate von eigroßen, vollkommen abgerundeten Geröllen, mit Eindrücken, welche sie sich gegenseitig beigebracht haben. Diese Schichtenreihe führt, so bei Monod und Rivaz im Canton Waadt, am hohen Rohnen, bei Miesbach, Pensberg und am Peißenberg in Südbayern Flötze von Braunkohlen und zwar Pechkohlen, und ist, wie das Vorkommen von Cyrenen-, Corbula-, Paludina- und Melanopsis-Arten, endlich das von eingeschwemmten Säugetierresten beweist, eine Brackwasserbildung*). Den wesentlichsten Bestandteil der dortigen Oligocänflora bildeten Cinnamomum, Dryandroides, immergrüne Eichen, Ficus, Alnus, Betula, Juglans, Sequoia, Pinus, Libocedrus, sowie Fächer- und Fiederpalmen**). Der Gesamtcharakter dieser Flora ist ein ausgesprochen subtropisch-amerikanischer, der, wenn auch modifiziert durch japanesische und australische Formen, an die jetzige Pflanzenwelt Floridas und Louisianas erinnert.

Das Tertiär des Elsass ist auf das Rheinthal und hier wesentlich auf das Oligocän nebst etwas Eocän beschränkt und gehört nach A. Andreae von oben nach unten folgenden Stufen an***).

---

*) C. W. Gümbel. Abriss d. geognost. Verh. d. Tert.-Schichten bei Miesbach. München 1875.

**) O. Heer. Flora tertiaria Helvetiae. Zurich 1854 bis 1859.

***) A. Andreae. Beitr. z. Kenntnis d. elsäss. Tert. Abh. z. geol. Spezialk. von Els.-Lothr. Bd. II. 1883, u. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 105.

Oligocän.

Oberes (etwas brackisch).

? Schichten von Ruffach mit Mytilus Faujasi u. Lebias.

Cyrenenmergel, Egisheim, sowie Meroux, Moval, Fèche l'Eglise etc. bei Belfort; Kolbsheim, Truchtersheim bei Straßburg.

Mittleres (marin).

Septarienthon, Mergel mit Leda Deshayesiana bei Lobsann, Thone mit Ostrea callifera bei Hartmannsweiler etc. Im Ober-Elsass gleichalterige Fischschiefer mit Amphisile Heinrichi Heck. Asphaltkalk von Lobsann mit Anthracotherium alsaticum Cuv.

Meeressand mit Halitherium, Panopaea Héberti Bosq., Cytherea splendida, Pectunculus etc. Stetten, Rötteln in Ober-Baden, Rädersdorf, Dammeskirch, Ob.-Elsass. Zum großen Teil damit gleichalterig die Küstenkonglomerate längs der Vogesen und des Schwarzwaldes.

Unteres (brackisch).

Petrolsandkomplex. Graue Mergel, grünliche Thone, Petrolsande (s. S. 54 und 276), Blättersandsteine z. T. mit Anodonta Daubreana Schimp., Pechelbronn, Schwabweiler, Unt.-Els., Hirzbach, Ob.-Els.

? Gyps von Zimmersheim (Bamlach, Wasenweiler, Ob.-Baden etc.) und Steinmergel mit Cyrenen (Effringen, Istein in Ob.-Baden, ? Zillisheim im Ober-Elsass etc.).

Eocän.

Oberes (limnisch).

Melanienkalk mit Melania Laurae Math., Megalomastoma mumia Lmk. und Palaeotherium medium Cuv., Brunnstadt, Ob.-Els., Klein-Kembs, Ober-Baden u. a.; Blättersandstein von Spechbach, Ob.-Els.

Mittleres (limnisch).

Buchsweiler-Kalk mit Lophiodon, Propalaeotherium und Planorbis pseudammonius Schloth., Buchsweiler, Dauendorf, Ubstadt, Ob.-Baden, Bischenberg etc. am Unterrhein; Hobel unw. Basel.

Außerdem ist das Eocän durch Bohnerze, die durch Absatz aus Mineralquellen entstanden sind, vertreten.

Das Oligocän des Mainzer Beckens findet bei Besprechung der jüngeren Tertiärgebilde im nächsten Abschnitte Berücksichtigung.

Die **Bohnerzformation** des südwestlichen Deutschlands und der angrenzenden Partieen der Schweiz und Frankreichs. Die tertiären Bohnerze sind Absätze von Mineralquellen, treten fast ausschließlich im Gebiete des weißen Jura auf und bestehen aus runden, konzentrisch-schaligen Körnern von unreinem Brauneisenerz, welche in mit Sandschichten wechsellagernden Thonen oft dicht an einander oder einzeln eingestreut liegen. Diese bohnerzführenden Schichten bedecken zum Teil in bis über 30 m mächtigen ausgedehnten Ablagerungen den Boden der Thäler, zum Teil füllen sie kessel- oder schachtartige Vertiefungen, sowie Spalten, Höhlen und Schlünde der den Untergrund bildenden jurassischen Kalksteine aus, deren Wände dann

zernagt, von Kieselsäure imprägniert oder von Eisenerz überzogen erscheinen. Die Bohnerze umschließen außer eingeschwemmten organischen Resten älterer Formationen einzelne Skeletteile von Anoplotherium, Palaeotherium, Lophiodon, Hyopotamus, welche mit solchen aus dem Gypse des Montmartre übereinstimmen, also dem Oligocän angehören, während die Reste anderer Bohnerzablagerungen (Mastodon, Rhinoceros, Dinotherium) auf deren miocänes Alter hinweisen. Einige der Hauptfundpunkte dieser Bohnerze sind Kandern im Breisgau, Tuttlingen und Frohnstätten in Württemberg.

Die Oligocänformation in Norddeutschland *). Die norddeutsche Niederung ist in ihrer ganzen Ausdehnung als ein oberflächlich zum größten Teil von diluvialen Lehmen, Sanden und Geröllen bedecktes Tertiärterritorium zu betrachten, welches nur durch einige kleinere Inseln älterer Gesteine, wie z. B. die des Muschelkalkes von Rüdersdorf, des Gypses von Sperenberg, die der mesozoischen Schichten von Lüneburg, dem nördl. Mecklenburg und der Odermündungen unterbrochen wird. Andererseits drängen sich vom Südrande dieser ausgedehnten und zusammenhängenden Tertiärbildungen aus eine Anzahl Ausbuchtungen zwischen die südlicheren Gebirge und Höhenzüge. Es sind dies:

1. Die niederrheinische Bucht, welche bis südlich von Bonn in das rheinische Gebirge eingreift, nach Nord und West mit den holländischen und belgischen Tertiärbildungen zusammenhängt und wesentlich aus Braunkohlen führenden Schichten besteht, die jedoch bei Crefeld, Grafenberg u. a. O. von marinem Oligocän unterlagert werden.

2. Die thüringisch-sächsische Bucht, welche zwischen Halle und Wurzen bis weit nach Thüringen in das Gebiet älterer Formationen eindringt, namentlich Braunkohlen führende, aber bis Leipzig auch marine Schichten umschließt.

3. Die niederschlesische Bucht, welche die mit Braunkohlenablagerungen erfüllte Niederung des Odergebietes von Liegnitz und Breslau bis Neiße und Oppeln begreift.

Die allgemeine Südgrenze des norddeutschen Tertiärlandes wird zwischen dem Ausgange der niederrheinischen und der thüringisch-sächsischen

*) H. Girard. Die norddeutsche Ebene. Berlin 1855. — E. Beyrich. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. d. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1856. — Derselbe. Über die Abgrenzung der oligocänen Tertiärzeit. Monatsber. d. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1858. — A. von Koenen. Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Kassel 1868 und 1869. — Derselbe. Über die Parallelisierung des norddeutschen, englischen und franz. Oligocäns. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 23. — C. F. Zincken. Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867 und Suppl. 1871. — H. von Dechen. Die nutzb. Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. (S. 429 bis 512. — H. von Dechen. Geol. u. Pal. Übersicht der Rheinprov. u. d. Prov. Westf. Bonn 1884. S. 500—710.

Bucht durch das weit nach Norden vorspringende westfälische und hannöversche Gebiet jurassischer und kretaceïscher Formationen bogenförmig nach Norden hinaufgedrängt, — von Leipzig an aber verläuft sie in fast vollkommen östlicher Richtung bis zu dem Eingange zur niederschlesischen Bucht. Die Nordgrenze der deutschen Tertiärterritorien wird von der Ostsee, der Nordsee und den jüngsten diluvialen und alluvialen Gebilden verborgen, nach Westen stehen sie mit dem belgisch-holländischen, nach Osten mit dem polnisch-russischen Tertiär in unmittelbarem Zusammenhange.

Die Tertiärgebilde Norddeutschlands sind ausschließlich oligocän und miocän, während eocäne und pliocäne Meeresablagerungen vollständig zu fehlen scheinen. An dieser Stelle beschäftigt uns nur die norddeutsche Oligocänformation. Die hierher gehörigen Schichten sind teils marinen Ursprungs, teils terrestre Gebilde; letztere werden unter dem Namen der norddeutschen Braunkohlenformation zusammengefasst, gehören aber mehreren, durch marine Schichten getrennten geologischen Horizonten an.

a. Die norddeutsche Braunkohlenformation.

Die Gesteine, welche die auf einem Areale von mehreren Tausend Quadratmeilen zur Ablagerung gelangten norddeutschen Braunkohlengebilde zusammensetzen, sind namentlich lose Aufschüttungen von glatten, glänzenden Quarzgeröllen, welche aber auch bisweilen durch kieseliges Bindemittel zu sehr festen Konglomeraten verkittet sind, — Sande von meist farblosen oder weißen Quarzkörnern, Quarzsandsteine und Braunkohlenquarzite, zum Teil in regelmäßigen Bänken, zum Teil in oft lachtergroßen, kugelig, zylindrisch oder unregelmäßig lappig gestalteten Klumpen (Knollensteine), welche isoliert im losen Braunkohlensande liegen, durch ihr kieseliges Zement eine außerordentliche Festigkeit erlangen und sehr häufig aus krystallinischen Quarzkörnern bestehen; Thone von grauer, oft auch weißer Farbe, oft sehr rein und vollkommen plastisch, bald reich an Pflanzenabdrücken, und endlich Braunkohle. Letztere, deren Ablagerungen eine so außerordentliche Bedeutung auf Norddeutschlands Industrie und Wohlstand geäußert haben, erscheinen in mancherlei Varietäten, so als Pechkohle, holzige und erdige Braunkohle, Moorkohle, Lignit, Papierkohle und endlich als Wachskohle. Letztere, namentlich aus der Gegend von Weißenfels bekannte, als Pyropissit bezeichnete, zur Fabrikation von Paraffin verwendete, wesentlich aus Pflanzenwachs bestehende Varietät ist sehr leicht, schmutzig gelb, erdig und schmilzt am Feuer rasch zu einer pechartigen Masse.

Die Braunkohlen bilden zum Teil unregelmäßig linsenförmige Einlagerungen, welche sich nach kurzem Anhalten allseitig auskeilen, teils weit fortsetzende Flötze, welche oft sehr bedeutende, am Meißner über 30, bei

Magdeburg 20, bei Zeitz etwa 14 und bei Muskau gegen 30 m, sehr gewöhnlich aber 1—3 Lachter Mächtigkeit erreichen, ohne sich jedoch gleich zu bleiben, vielmehr sind Anschwellungen und Verdrückungen häufige Erscheinungen. Nicht selten kommen mehrere Flötze über einander vor, so bei Riestedt 5, bei Muskau 6, in der Mark 7 u. s. w. Häufig sind Lager von **Alaunthon**, welcher zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol benutzt wird, mit den Braunkohlenflötzen vergesellschaftet (Schwemsal. Bornstedt, Muskau, Freienwalde, Zittau).

Die Reihenfolge der an dem Aufbau der Braunkohlenformation teilnehmenden Sand-, Kies- und Thonschichten und Braunkohlenflötze ist keine gesetzmäßige; nur für kleinere Areale zeigt sich eine einigermaßen konstante Gliederung. So bildet, um ein Beispiel anzuführen, die **Braunkohlenformation der Gegend von Halle** eine im ganzen horizontale, 30 bis 40 m mächtige Decke über den älteren Sedimentärformationen und Porphyren, in welche Bäche und Flüsse ihre jetzigen Thäler eingeschnitten haben, so dass die einzelnen Schichten an den Thalgehängen zu Tage ausgehen. Man hat dort mit Laspeyres*) von oben nach unten folgende Glieder unterschieden (siehe Profil Fig. 535):

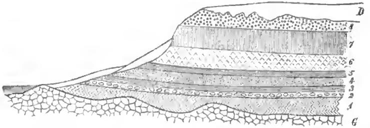


Fig. 535. Profil der Oligocänformation in der Gegend von Halle a. d. S. Nach *Laspeyres*.

D Diluvium
8 Form- oder Glimmersand.
7 Septarienthon.
6 Magdeburger Sand.
5 Oberflötz
4 Stuben- oder Quarzsand.
3 Unterflötz.
2 Knollensteinzone.
1 Kapselthon.
} Oligocäne Braunkohlenformation.
G Älteres Gebirge (hier Porphyr).

5. **Oberes Braunkohlenflötz**, bis 5 mächtig.

4. **Stubensand**, ein reiner Quarzsand, zum größten Teil bestehend aus lauter Quarzkryställchen, zuweilen zu Sandsteinen verkittet. Bis über 30 m mächtig.

3. **Unteres Braunkohlenflötz**, bis 6 m mächtig. Durch zwischengelagerte sandige Mittel kann sich dieses Flötz in eine **untere Flötzgruppe** spalten.

*) Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 285.

2. Zone der Knollensteine oder des Braunkohlensandsteines. In einer bis 2 m mächtigen, thonig-sandigen Schicht liegen bis zentnerschwere, oft sehr bizarr geformte Knollensteine von dichtem oder fein krystallinischem Quarzit. Bei Teuchern kommt in hierhergehörigen Sandsteinen Limulus Decheni Zincken*) vor.

1. Kapselthon, ein weißer oder lichtgrauer plastischer Thon von 10 bis 20 m Mächtigkeit, stellenweise, z. B. unweit Salzmünde, sehr reich an Gypskrystallen.

Auch im nordwestlichen Teile des Königreichs Sachsen (vergl. Fig. 539) beginnt die Braunkohlenformation mit 1. Quarzkiesen und Sanden (lokal mit Alunitkugeln), sowie lichten Thonen, reich an Knollensteinen. Darüber folgen 2. durch Thone und Sande getrennte Braunkohlenflötze, deren unteres mehr als 10 Meter Mächtigkeit erreicht**).

Auf diese Glieder der Halle'schen und Leipziger Braunkohlenformation folgt das marine Mittel- und Oberoligocän, welches weiter unten beschrieben werden soll, und auf dieses bei Leipzig eine zweite, obere Braunkohlenformation.

Das Tiefland Nordostdeutschlands und die mit ihm zusammenhängenden beiden südlichen Buchten müssen während der oligocänen Periode zeitweilig von ausgedehnten Sümpfen und Mooren, sowie von Wasserlachen bedeckt gewesen sein, auf welchen und um welche herum eine üppige subtropische Flora wucherte. Durch allmähliche Trockenlegung dieser Lachen und fortschreitende Ausfüllung derselben von seiten der abgestorbenen Reste der an Ort und Stelle wachsenden Sumpf- und Moorvegetation, sowie ausgedehnter Waldungen und Dickichte wurde das Material der Braunkohlenflötze Norddeutschlands geliefert. Von Sand- und Thonschichten bedeckt, wurden sie vor dem Wegfaulen bewahrt und durch den bei Abschluss der Luft eintretenden Vermoderungsprozess allmählich in Braunkohle verwandelt.

Das Material der Braunkohlen ist namentlich von den Hölzern von Coniferen, und zwar vorzüglich Cupressineen geliefert worden. So besteht die Hauptmasse fast aller in der Umgebung des Harzes vorkommenden Braunkohlenflötze aus Stämmen von Taxoxylon, derer Schlesiens aus Cupressinoxylum und Taxoxylum, derer des Leipziger Kreises aus Cupressoxylon Protolarix, Sequoia Couttsiae, neben dieser aber auch aus Palmacites Daemonorhops und einer Betula. Während demnach manche Braunkohlenflötze vorwiegend aus Coniferenhölzern bestehen, sind andere lagenweise von

*) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1862. Bd. XIX. S. 329, u. 1863. Bd. XXI. S. 64

**) H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 615.

Wasserpflanzen (Salvinia, Trapa) oder von Laubhölzern zusammengesetzt. Auch die Thone und Sandsteine, Schieferthone, welche jene zu begleiten pflegen, beherbergen lokal zahlreiche Reste, und zwar vorzugsweise Blätter von Laubhölzern. Unter ihnen sind folgende Geschlechter die häufigsten: Quercus, Laurus, Cinnamomum, Magnolia, Dryandroides, Ficus, Sassafras, Alnus, Acer, Juglans und Betula. Zu ihnen gesellen sich in verschiedenen Sabal- und Flabellaria-Arten eine Anzahl Fächerpalmen und in Phoenicites Cocuspalmen. Besonders charakteristisch ist für die Flora der norddeutschen Braunkohle das Zusammenvorkommen von Coniferen, immergrünnen Laubbäumen, Fächer- und Cocuspalmen; sie besaß ungefähr den Habitus der Vegetation Floridas und Louisianas, jedoch sind Anklänge an den indisch-australischen Charakter der Floren früherer Zeitalter nicht zu verkennen *).

b. Die marinen Gebilde.

Zwischen die terrestre Fazies des Oligocäns, also zwischen die einzelnen Braunkohlenkomplexe, schieben sich infolge säkularer Oszillationen z. T. auf weite Erstreckungen marine Ablagerungen ein. Dieselben gehören dem Unter-, Mittel- und Oberoligocän an.

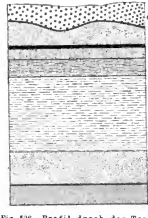


Fig. 536. Profil durch das Tertiär der Gegend von Berlin. Nach *S. Berendt.*

d = Nordisches Diluvium. — *o.B.* = obere (märkische) Braunkohlenformation (60 m). — *o.O.* = marines Oberoligocän, 30 m. — *m.O.* = marines Mitteloligocän (Septarienthon und Stettiner Sand) 170 m. — *u.O.* = marines Unteroligocän 75 m. — *g.* = Grundgebirge.

1. Das marine Unteroligocän.

Es sind dies die Sande und Thone, welche bei Latdorf, Egeln, Aschersleben und Helmstedt aufgeschlossen sind, dort den somit ältesten Komplex der terrestren Braunkohlenformation überlagern, lokal Phosphoritknollen führen und als unteroligocäne Ablagerungen von Egeln bezeichnet werden. Sie sind zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten von Meeresbewohnern; einige der bezeichnendsten derselben sind: Ostrea ventilabrum Goldf., Pecten bellicostatus Wood, Spondylus Buchii Phil., Leda perovalis Kön., Astarte Bosqueti Nyst., Arca appendiculata Sow., Cardium Hausmanni Phil., Cytherea Solandri Sow., Cerithium laevum Phil., Pleurotoma Beyrichi Phil., Pleurotoma subconoidea d'Orb.,

*) O. Heer. Beitr. zur näh. Kenntn. d. Sächs.-Thür. Braunkohlenflora. Halle 1861. — Derselbe. Über die Braunkohlenpflanzen v. Bornstedt. 1870. — R. Beck. Oligocän v. Mittweida. Z. d. D. geol. Ges. 1882. S. 735. — O. Weber. Tertiärflora d. niederrhein. Braunk. Palaeontogr. Bd. II. 1851; B. IV. 1855, u. a. — P. Friedrich. Tertiärflora d. Prov. Sachsen. Abh. z. geol. Sp.-Karte v. Pr. Berlin 1883.

Pleurotoma Bosqueti Nyst., Buccinum bullatum Phil., Voluta decora Beyr. Zu ihnen gesellen sich zahlreiche, den Geschlechtern Cyathina, Turbinolia, Balanophyllia, Caryophyllia angehörige Einzelkorallen.

In dem Bohrloche der Citadelle Spandow wurden unter dem Mitteloligocän (Stettiner Sand und Septarienthon) in 314 bis 389 m Tiefe unteroligocäne glaukonitische Sande und Thone mit Ostrea ventilabrum Goldf.) und dann direkt das Grundgebirge erbohrt (Fig. 536). In der Mark Brandenburg fehlen somit die in der Provinz und im Königreiche Sachsen auftretenden unteroligocänen Braunkohlenkomplexe gänzlich, vielmehr ist hier das Unteroligocän, ebenso wie das Mittel- und Oberoligocän, in mariner Fazies entwickelt. Erst dann folgt die der Leipziger oberen Braunkohlenformation entsprechende untermiocäne märkische Braunkohlenbildung (siehe S. 688).

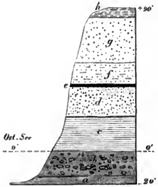


Fig. 537. Profil durch die samländische Bernsteinformation bei Gr. Hubniken. Nach *Runge*.

h Humus.
g Diluvium.
f Gestreifter Sand }
e Braunkohle } Samländische Braunkohlenformation.
d Weißer Sand }
c Triebsand u. grüne Mauer }
b Blaue Bernsteinerde } Bernsteinführende Glaukonitformation.
a Wilde Erde }
o' Ostseespiegel.

Von ebenfalls unteroligocänem Alter ist die bernsteinführende Schichtenreihe des Samlandes bei Königsberg *). Der Bernstein kommt an der Küste Preußens in einer Lage glaukonitischen Sandes unregelmäßig, lokal in außerordentlicher Menge verteilt vor. Diese bernsteinführende Schicht (s. Fig. 537) ist 1,3 bis 1,7 m mächtig, liegt meist noch unter dem Spiegel des Meeres und wird von einem bis 23 m mächtigen, bernsteinarmen Glaukonitsande und dieser von Sanden, Thonen und Braunkohlen überlagert. Die Glaukonite enthalten neben Phosphoritknollen und dem Bernstein, letzterer mit zahlreichen Insekten, Arachnoiden und Myriopoden, eine nicht unbedeutende Menge unteroligocäner Mollusken und Echiniden. Die über ihnen la-

*) Zaddach. Das Tertiärgebirge des Samlandes. Schrift. d. phys.-ök. Ges. Königsberg 1868. — Derselbe. Das Vorkommen des Bernsteins etc. ebend. 1869. — Runge. Das Tertiärgebirge des Samlandes. N. Jahrb. 1868. S. 769. — Jentzsch. Beitr. z. Kenntnis d. Bernsteinformation. Schrift d. phys.-ök. Gesellsch. zu Königsberg. 1876. S. 101, und ebendort: Bericht über d. geol. Durchf. d. Pr. Preuß. 1876. Königsberg 1877. S. 155 (47). — F. Nötling. Fauna des samländ. Tertiärs. Abh. zur geol. Spez.-Karte von Preußen. Bd. VI. H. 3 u. 4. — R. Klebs. Der Bernstein. Königsberg 1880. — Göppert, Berendt, Koch. Der Bernstein und die in ihm befindlichen organischen Reste. Berlin. Bd. I. 1845. Bd. II. 1856. — Göppert u. Menge. Flora des Bernst. Bd. I. 1883; fortgesetzt (B. II. 1886) von H. Conwentz. — Ders. Die baltischen Bernsteinbäume. Danzig 1890.

gernde Braunkohlenbildung (*d*, *e*, *f*) mit Sequoia. Taxodium, Glyptostrobus, Gardenia, Ficus, Alnus, Cinnamomum u. a. dürfte doch dem Unteroligocän angehören. Der Bernstein findet sich im Samlande auf sekundärer Lagerstätte und ist im Anfange der Oligocänperiode durch das Meer angeschwemmt worden. Dieses Harz stammt nach Conwentz von 4 Kiefern-Arten und einer Fichte (Picea succinifera) ab, welche einen großen Teil des nördlichen Europas, namentlich Skandinaviens bedeckt haben müssen.

Lokalisierte Anhäufungen von Bernstein im Diluvialsande der Mark und Mecklenburgs scheinen auf eine westliche Fortsetzung der Bernsteinlager hinzudeuten.

2. Das marine Mitteloligocän.

Das im größten Teile von Norddeutschland verbreitete marine Mitteloligocän besteht zum Teil aus Sand und Sandstein, zum Teil aus Thon und wird im ersteren Falle nach typischen Aufschlusspunkten Stettiner Sand, in letzterem Septarienthon genannt, weil er rundliche oder flach ellipsoidische Septarien eines dichten, von Kalkspatadern durchsetzten Kalksteines umschließt. Diese mitteloligocänen Schichten und besonders die Septarien- (oder Rupel-)thone sind sehr reich an organischen Resten, unter welchen namentlich Foraminiferen und Mollusken eine wichtige Rolle spielen. Unter ersteren sind die Geschlechter Cristellaria, Nodosaria, Truncatulina, Triloculina, Rotalia die vorwaltenden; von Mollusken sind als ausschließlich mitteloligocän hervorzuheben: Leda Deshayesiana Duch. (Fig. 538), Nucula Chasteli Nyst., Axinus obtusus Beyr., Pecten permistus Beyr., Fusus Konincki Nyst., Fusus multisulcatus Nyst., Borsonia gracilis Sandb. und Tornatella globosa Beyr. Zu ihnen gesellen sich Cyprina rotundata Br. und Aporrhais speciosa Schl. in großer Häufigkeit. Einige der Hauptaufschlusspunkte der hierher gehörigen Schichten sind: das Oderthal bei Stettin, Freienwalde, Biere, Buckow, Latdorf, Mallis, Itzehoe, Aarhus, Hermsdorf, Neustadt-Magdeburg, Görzig bei Köthen, Söllingen, Walle bei Celle, Leipzig.



Fig. 538. Leda Deshayesiana Duch.

Auf die oben (S. 681) kurz beschriebenen Glieder der Halle'schen Braunkohlenformation folgen als Vertreter des Mitteloligocäns:

1. also 6 in obigem Profile (Fig. 535, S. 681): der Magdeburger Sand, eine 3 bis 13 m mächtige Ablagerung von feinem Sande, mit viel Glimmerblättchen, imprägniert von Schwefelkiesteilchen, nach unten zu oft schwarzbraun (Braunkohlensand). Oft reich an Knollen oder Schnüren von Aluminit und daher als Aluminitsand bezeichnet. Er geht über in

2. also 7 in Fig. 535: Septarienthon, eine thonig-sandige Ablagerung

mit linsenförmigen Kalksteinkonkretionen (Septarien) mit Gypskrystallen und Brauneisensteinknollen.

3. also 8 in Fig. 535: der obere Sand (Formsand, Glimmersand), feinkörnige, glimmerreiche, zum Teil eisenschüssige, ungeschichtete Quarzsande, bis 15 m mächtig und wahrscheinlich marinen Ursprunges, vielleicht oberoligocän.

Ganz ähnlich setzt sich nach H. Crd.* das marine Oligocän von Leipzig zusammen (Fig. 539). Auf das Braunkohlenflötz des Unteroligocäns (S. 682) folgt direkt

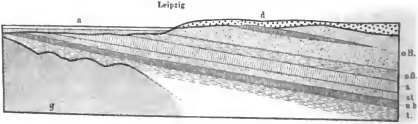


Fig. 539. Profil durch das Tertiär von Leipzig. *H. Crd.*

a = Alluvialaue der Elster und Pleiße;
d = Diluvium.
o.B. = obere Braunkohlenformation mit schwachen, sich auskeilenden Flötzen; 35 m } Untermiocän.
o.O. = Glimmersande 10 m Oberoligocän.
s. = Septarienthon 10 m, *st.* = Stettiner Sand 10 m } Marines Mitteloligocän.
u.b. = Braunkohlenflötz, bis 11 m, *t.* = lichte Thone } Unteroligocäne Braunkohlenformation.
g. = Grundgebirge (Grauwacken und oberes Karbon).

1. grauer, z. T. glaukonitischer Sand, reich an Pectunc. Philippii, Apor. speciosa, Cypr. rotundata;

2. plastischer Septarienthon mit Leda Deshayesiana, Nucula Chasteli, Fusus multisulcatus;

3. glimmerreiche versteinerungsleere, bereits oberoligocäne Quarzsande (Glimmersande): darüber

4. ein obere, wahrscheinlich untermiocäne Braunkohlenformation.

3. Die marinen Gebilde des Oberoligocäns

treten nur sehr sporadisch zu Tage, so in dem Landstriche zwischen Hildesheim und Osnabrück, wo weiche Mergel vereinzelte unansehnliche Hügel im Gebiete mesozoischer Formationen zusammensetzen. Die bedeutendste der hierher gehörigen Ablagerungen bildet den Doberg bei Bünde, wo sie

* H. Crd. Das Oligocän des Leipziger Kreises. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 615.

auf Septarienthon und unteroligocänen Schichten ruht*) und namentlich führt: Echinolampas Kleini Ag., Spatangus Hoffmanni Goldf., Terebratula grandis Blumenb. (Fig. 540), Pecten Janus Goldf., Pecten decussatus Münst.

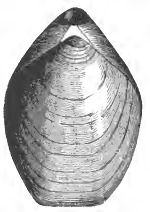


Fig. 540. Terebratula grandis Blum.

Auch in Kurhessen erscheinen z. B. auf Wilhelmshöhe, bei Ober- und Niederkaufungen über den Septarienthonen oberoligocäne, lose Quarzsande, Sandsteine und sandige Thone mit Pecten decussatus Münst., Arca Speyeri Semp., Ancillaria Karsteni Beyr., Nassa pygmaea Schloth., Pleurotoma subdenticulata Münst. Oberoligocänen Alters sind endlich die unter dem Namen Sternberger Kuchen bekannten Sandsteingerölle, welche sich im westlichen Mecklenburg-Schwerin im Diluvialkiese vorfinden**) und zum Teil dermaßen von Molluskenresten angefüllt sind, dass das ganze Gestein nur aus ihnen zu bestehen scheint. Fast alle oben von Kassel angeführten Arten kommen auch in ihnen vor. Diese »Kuchen« entstammen den dortigen Glimmersanden, welchen sie als Konkretionen eingelagert sind.

Marines Oberoligocän ist außerdem in der niederrheinischen Bucht bei Crefeld, Düsseldorf und Grafenberg unter der niederrheinischen Braunkohlenformation vorhanden. Im östlichen Teile des norddeutschen Tieflandes ist dasselbe bei Priorflies, Rackow und Gr. Ströbitz unweit Cottbus mit marinen Resten, ohne solche an zahlreichen Punkten (z. B. Berlin und Spandau) erbohrt worden***). Auch die Glimmersande Sachsens (siehe oben) dürften hierher gehören†). Hier (vergl. Fig. 539), wie in der Mark (vergl. Fig. 536) und in Hessen, wird dieses Oberoligocän von der oberen (untermiocänen) Braunkohlenformation überlagert††). Da außerdem auch noch auf das marine Miocän Mecklenburgs ein braunkohlenführender Komplex folgt, so gehören die Braunkohlen Norddeutschlands, wie umstehende tabellarische Zusammenstellung zeigt, mindestens vier geologischen Horizonten an.

*) A. von Koenen. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 287. E. Lienenklaus. Ober-Oligocän-Fauna des Doberges. Osnabrück 1891.

**) E. Geinitz. Flötzformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 133.

***) G. Berendt. Die märkisch-pommersche Brkformat. u. ihr Alter. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 643. — Ders. Sitzber. d. k. pr. Ak. d. Wiss. Berlin 1885. XXXVIII. Juni. — Ders. Abh. z. geol. Sp.-Karte v. Pr. VII. Heft 2. Berlin 1886.

†) H. Crd. Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 493.

††) G. Berendt l. c. — Th. Ebert. Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 654; — J. Graul. N. Jahrb. 1885. I. S. 187. — E. Stremme. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 310.

Die Braunkohlenformationen Norddeutschlands und ihre geologische Stellung.

Miocän	Mariner Sandstein von Bockup in Mecklenburg
	Braunkohlenformation Mecklenburgs
	Mariner Glimmersand von Lübtheen in Mecklenburg
	Braunkohlenformation der Mark, Pommerns, der Lausitz, des Meißners, Habichtswaldes, des Sollings, des Niederrheins, obere Braunkohlenformation von Leipzig.
Ober-Oligocän	Marine Glimmersande von Cotthus, der Mark, des Sollings, der Kasseler Gegend, von Leipzig; Eisensande von Crefeld und Grafenberg
Mittel-Oligocän	Mariner Stettiner Sand und Septarienthon des norddeutschen Tieflandes, Nordwest-Sachsens, Hessens u. des Niederrheins
Unter-Oligocän	**Braunkohlenformation** des Harzrandes, der Gegend von Halle u. Leipzig, sowie des Samlandes
	Marine Glaukonitsande von Egeln, des Spandauer Bohrloches, Bernstein führende Glaukonitsande des Samlandes
	Braunkohlenformation von Egeln und Aschersleben.

Das Neogen (Jungtertiär).

Die Miocän- und Pliocänformation.

Wie die klimatischen Verhältnisse und von diesen abhängig die Faunen und Floren, so sind auch die Konturen der Kontinente im Verlaufe der Tertiärzeit in einer steten Veränderung begriffen. Dafür spricht die Verbreitung der jüngeren (der neogenen) Tertiärgebilde, verglichen mit der des Eocäns und Oligocäns. In dem Tertiärbecken der Seine schließen oligocäne Gebilde die tertiäre Schichtenreihe ab, — in dem Loirebecken hingegen beginnt sie mit dem Miocän, ist also auf das Neogen beschränkt, — auf dem Tertiärgebiete Englands finden sich nur sehr unbedeutende Ablagerungen von jüngerem als oligocänem Alter, der Crag, — in dem ganzen weiten Osten des norddeutschen Tertiärlandes sind miocäne oder pliocäne marine Gebilde unbekannt, — in der ungarischen Ebene, in Kroatien, Slavonien, Bosnien und Siebenbürgen hingegen breiten sie sich zu einem gewaltigen Becken aus, welches durch einen schmalen, dem Nordrande der Alpen folgenden Meeresarm in Verbindung mit dem damaligen Mittelmeer stand, dessen Absätze weit auf das jetzige Festland von Spanien, Südfrankreich,

Italien, Algerien, Kleinasien und Armenien übergreifen, — alles Erscheinungen, welche auf beträchtliche Verschiebungen der Meeresgrenzen im Verlaufe der Tertiärzeit hinweisen.

Da die Meere während dieser Periode in vielen Buchten und Kanälen in die Kontinente hineingreifen, so sind Brackwasser- und Sumpfbildungen häufige Erscheinungen, welche der jungtertiären Schichtenreihe eine große Mannigfaltigkeit und Abwechslung mitteilen. An einem Punkte treffen wir Kalktuffe mit Landschnecken oder Sande mit Knochen- und Zahnresten von Landtieren, an einem anderen Braunkohlenflötze mit den wohlerhaltenen Stämmen und Zweigen von Sumpfcypressen (Taxodium), Tannen und Eichen, wie sie die Sümpfe bedeckt oder Deltaanschwemmungen gebildet haben mögen. An einer dritten Stelle begegnen wir feinen Schiefern, von Bitumen durchdrungen, mit Blättern, Blüten und Früchten von Landpflanzen, dazwischen Käfer, Ameisen und Libellen, aber auch Reste von Schildkröten und Krokodilen, kurz Ablagerungen, wie sie sich in dicht umwaldeten Landseen und Deltalagunen bilden müssen. Endlich bieten sich uns in gewissen Niveaus mit zahlreichen Löchern der Bohrmuscheln alte Strandlinien, in Sanden mit Austern und Cerithien Ufergebilde, in Kalken, Thonen und Mergeln mit zahlreichen Meeresbewohnern eigentliche pelagische Ablagerungen.

Die **Flora** der Neogenzeit war eine viel üppigere und mannigfaltigere als die des heutigen Europas, und vereinigte noch zahlreiche Pflanzentypen, welche heute über alle Weltteile zerstreut sind, darunter namentlich viele nordamerikanische Arten. Zu Palmen und Bambusen, Lorbeer-, Kampher- und Zimmetbäumen, zu Magnolien, Myrthen, Seifenbäumen, Mimosen und Akazien gesellen sich Platanen, Feigen, Pappeln, Ahorn, Kastanien, Ulmen, Nussbäume, Haselnüsse, Weiden, Birken, Erlen und immergrüne Eichen, sowie Sequoien, Taxodien und Pinusarten.

Nach **Heer***) finden sich von Arten, welche den ihm damals aus Zentraleuropa bekannten jungtertiären Pflanzen nahestehen, gegenwärtig 83 in den nördlichen, 103 in den südlichen Vereinigten Staaten, 40 im tropischen Amerika, 6 in Chile, 137 im gemäßigten und südlichen Europa, 85 im warmen und äquatorialen Asien, 25 auf den atlantischen Inseln, 26 in Afrika und 21 in Neu-Holland, und zwar am reichlichsten in einem Gürtel, welcher zwischen den Isothermen von 15 und 25° C. liegt. Jedenfalls aber weist die große Zahl immergrüner Gewächse, die Vergesellschaftung derselben mit Palmen, Cycadeen, Feigenbäumen, Lorbeer, Myrthe und anderen tropischen und subtropischen Pflanzen, wie sie das mitteleuropäische Neogen beherbergt, auf ein weit milderes Klima hin, als es heute hier herrscht.

*) O. **Heer**, Über das Klima und die Vegetationsverhältnisse des Tertiärlandes. Winterthur 1860.

Zugleich macht sich die Thatsache bemerklich, dass die Neogenflora unserer Breiten von fast tropischer Entwickelung ausgehend mit der Zeit an Typen heißer Länder immer ärmer wird und gegen Ende des Pliocäns den Charakter der Flora gemäßigter Zonen annimmt.

Eine ganz besonders interessevolle Bedeutung haben die Tertiärfloren **arktischer Gegenden***). Grönland, heute zum größten Teile von Inlandeis bedeckt, besaß noch während der Tertiärperiode bis mindestens hinauf zum 70° nördlicher Breite einen so üppigen Pflanzenwuchs, dass sich dessen Reste bis zu 3 m mächtigen Braunkohlenflötzen anhäufen konnten. Die Hauptvertreter dieser Flora bilden Sequoia-, Taxodium-, Magnolia-, Platanus-, Sassafras-, Populus- und Juglans-Arten, sowie großblätterige Eichen. Noch höheren Breiten gehört die Tertiärflora von Spitzbergen an (78° n. Br.). In ihr dominieren die Nadelhölzer (Sumpfcypresse, Fichte und Esche, Sequoia, Libocedrus); unter den Laubbäumen treten uns Pappeln, Erlen, Birken, großblätterige Eichen, Platanen, Wallnuss, Magnolien, Linden und Ahorn entgegen. Die nördlichsten aller bekannten Tertiärpflanzen stammen aus Grinnell-Land (81° 45' n. Br.) und bestehen aus 30 Arten von Sumpfcypressen, Fichten, Kiefern, Eiben, Ulmen, Birken, Linden und Pappeln, — eine Flora, welche eine mittlere Jahrestemperatur von mindestens 8° C. verlangt, während diese dort gegenwärtig 20° unter Null liegt. Einen ähnlichen Habitus besitzen die Tertiärfloren von Island und vom Bärensee-Fluss in Nordcanada.

Heer findet zwischen dieser arktischen Vegetation und derjenigen des Miocäns von Zentraleuropa eine solche Ähnlichkeit, dass er auch ersterer das nämliche, also miocänes Alter zuschreibt. Wenn sich nun auch gegen letzteren Schluss mancherlei Bedenken geltend machen lassen, so ist doch ihre Zugehörigkeit zur Tertiärperiode zweifellos.

Zur Erklärung der Thatsache, dass während der letzteren eine üppige Vegetation bis in die Nähe des Nordpoles gereicht hat, wo jetzt der Boden unter einer mächtigen Eisbedeckung starrt, wo gegenwärtig während eines größeren Teiles des Jahres ununterbrochene Nacht herrscht, lässt sich durch bloße Inanspruchnahme einer damals noch herrschenden größeren Eigenwärme der Erde nicht erklären, drängt vielmehr zur Annahme einer stattgehabten Änderung in der geographischen Lage der Erdachse und damit verbundenen Verschiebung der Pole im Verlaufe der Tertiärzeit**). Die Beobachtung, dass die im Verhältnisse zu den oben beschriebenen Vorkommnissen in entgegengesetzter, also östlicher Richtung vom Pol gelegenen Tertiärfloren von Alaska, Kamtschatka, Sachalin, Amur-

*) O. Heer. Flora fossilis arctica: die fossile Flora der Polarländer. 7 Bde. Zürich 1868—1883.

**) M. Neumayr. Erdgeschichte. II. Leipzig 1887. S. 508. — A. G. Nathorst. Fossile Flora Japans. Pal. Abh. IV. 3. Berlin 1888. S. 53.

land und Japan ein entschieden nördlicheres Gepräge tragen als diejenigen von Grinnell-Land, Grönland, Spitzbergen und Island, — ja z. T. sogar auf ein kühleres Klima hinweisen, als es heute dort herrscht (Japan), scheint darauf hinzudeuten, dass der Nordpol zu jener Zeit seine Lage im nordöstlichen Asien gehabt haben mag.

In der neogenen **Fauna** fallen zunächst riesige Rüsseltiere, nämlich jetzt vollkommen ausgestorbene Elefanten, die **Mastodonten**, auf. Dieselben besaßen vier Stoßzähne, zwei große schwach gebogene im Oberkiefer und zwei kleine gerade im Unterkiefer; ihre Backenzähne haben keinen blätterigen Bau, wie die des späteren Elefanten, sondern sind mit **zitzenförmig** geteilten Querjöchern versehen (siehe Fig. 541). Vergesellschaftet mit den Resten der Mastodonten finden sich die des **Dinotherium**, eben-



Fig. 541. Backenzahn von Mastodon, die mit zitzenförmigen Erhöhungen versehenen Querhügel zeigend.



Fig. 542. Dinotherium giganteum Kaup.

falls eines gewaltigen Rüsseltieres, mit nach unten gewandten Stoßzähnen im Unterkiefer (siehe Fig. 542), sowie mit tapirartigen Backenzähnen. Auch echte Elefanten erscheinen gegen Ende des Tertiärs. Aus der übrigen neogenen Säugetierfauna sind noch hervorzuheben: von **Unpaarhufern** das Rhinoceros und der Tapir; von **Paarhufern** Hippopotamus und Schweine, ferner Hirsche z. T. mit perennierendem und wenig gegabeltem Geweih, sowie Antilopen; von **Raubtieren** zunächst wenig spezialisierte Mischformen, dann echte Katzen, Hyänen, Bären und Hunde, endlich sowohl langschwänzige, wie gibbonähnliche **Affen** (Semnopithecus und Dryopithecus). Besonderes Interesse verdienen endlich noch das **Anchitherium** und das **Hipparion** als Stammformen des Pferdes. Den Ausgangspunkt des letzteren bildet das oligocäne **Palaeotherium** (S. 661, Fig. 499), ein dreizehiges Huftier, bei welchem die mittlere Zehe zwar schon stark hervor-

tritt, aber die beiden anderen doch noch kräftig sind und den Boden berühren. Ihm folgt im Miocän **Anchitherium** mit noch mehr verkürzten Seitenzehen (Fig. 543), dann im Pliocän **Hipparion**, bei welchem die letzteren zu schwachen Rudimenten reduziert sind (Fig. 544), bis endlich bei dem quartären **Pferd** die Seitenzehen ganz zum Wegfall gekommen sind (Fig. 545). Gleichzeitig mit dieser Reduktion der Seitenzehen entwickeln sich aus den kurzen gewurzelten Backenzähnen des Palaeotherium lange, säulenförmige Zähne mit immer verwickelteren Schmelzfalten (Fig. 543 bis 545).

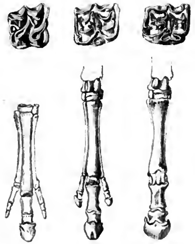


Fig. 543. Fig. 544. Fig. 545.

Fig. 543—545. Oberer Backzahn und Hinterfuß: 543 vom Anchitherium, 544 vom Hipparion, 545 vom Pferd.

Die Beispiele, an denen die **Gliederung** der typischen miocänen und pliocänen Schichtenreihe erläutert werden soll, müssen wegen der oben angedeuteten Verschiebung der Grenzen zwischen Festland und Meer anderen Tertiärgebieten entnommen werden als die früheren. Wir wählen das Becken von Mainz und das von Wien und verfolgen dann zunächst das begonnene norddeutsche, sowie das schweizerisch-bayerische Profil, und verweisen hierbei und im übrigen auf beistehende Tabelle (S. 693).

Das Becken von Mainz *).

Die tertiären Gebilde des sogenannten Mainzer Beckens dehnen sich südlich vom Taunus, also von Bingen, Wiesbaden, Nauheim auf beiden Seiten des Rheines durch den Elsass bis nach Basel aus und erstrecken sich den Main entlang bis nach Aschaffenburg, und in nördlicher Richtung zwischen Vogelsberg und Taunus bis nach Gießen. Abgesehen von terrestren Ufer- und Braunkohlenbildungen sind es Ablagerungen eines Meeresbeckens, welches allmählich ausgesüßt und dadurch erst in Brackwasser, dann in Süßwasser und schließlich in trockenes Land umgewandelt wurde, auf dem sich am Ende der Tertiärzeit Stromläufe herausbildeten. Die tertiäre

*) Fr. Sandberger. Untersuchungen über das Mainzer Tert.-Becken. Wiesbaden 1853. — Derselbe. Die Conchylien des Mainzer Tert.-Beckens. Wiesbaden 1863. — R. Lepsius. Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883 (vollständige Litteratur, geolog. Karte). — H. Schopp. Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach. Darmstadt 1888.

Gliederung des Neogens (Jungtertiärs), z. T. nach M. Neumayr.

	Mainzer Becken	Norddeutschland	Süddeutschland u. Schweiz	Österreich-Ungarn	Italien		Griechenland	Frankreich		England
Pliocän.					Sansino mit Säugetierresten im Arnotbal.	Marines Pliocän des Monte Mario, von Tarent, Palermo u. s. w.	Marines Pliocän von Kos und Rhodus (Kalamaki?)	Süßwasserkalke der Auvergne z. T.		Norwich and Red Crag.
				Paludinen-Schichten. Säugetier-Schichten von Bribir u. s. w.		Subapennin-Schichten von Asti, Siena, Castel Arquato. Vatikanische Mergel, Zancléen von Calabr. u. Sicilien.	Paludinenschichten von Kos Potamidenschichten von Megara	Sande von Montpellier; Süßwasserkalke der Auvergne z. T.; Congerienschichten des Rhonethals.		White or Coral Crag.
	Dinotherien-Sand von Eppelsheim	Flussschotter und Schieferkohle mit Mastodon (Rippersroda u. Fulda)	Dinotherien-Sand.	Belvedere-Schotter Congerien-Schichten	Congerienschichten von Cast. maritima. Gyps. Braunkohle v. Casino		Säugetierfauna von Pikermi	Säugetierfauna vom Mt. Lubéron (Provence)		
Miocän.	Hydrobien-(Litorinellen-) Schichten, Corbiculaschichten. Hierher die Braunkohlen der Wetterau und des Vogelsberges.	Bokuper Sandstein: Lübtheener Braunkohle, Glimmersand und Glimmerthon von Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Lüneburg. Holsteiner Gestein: von Bersenbrück, Ibbenbühren, Eibergen. Obere Braunkohlenformation der Mark. Pommerns, Sachsens, des Meißners, Habichtswaldes.	Obere Süßwassermolasse z. T. mit Braunkohlen (Tortonien) und Öninger Schichten	Sarmatische Stufe (Cerithien-Sandstein, brackische Tegel) II. Mediterran-Stufe (Badener Tegel, Leithakalk, Schichten von Grund). Schlier	Braunkohlen von Mte. Bamboli. Schichten von Tortona Leithakalk		Hauptmasse der Süßwasserkalke von Chios, Lemnos, Imbros, Smyrna, Kos u. s. w.	Faluns von Salles und der Touraine	Wirbeltierschichten von Sansan	
			Obere Meeresmolasse (Helvétien): Muschelsandstein; Graue Molasse; Blättersandstein von Kempten (Mayencien).	I. Mediterranstufe. (Hornerschichten) Braunkohlen von Eibiswald, Stotzka; u. s. w.	I. Mediterran-Stufe. Serpentinsande der Superga bei Turin; Scutellenschichten von Schio.			Faluns von Saucats und Léognan		

Schichtenreihe des Mainzer Beckens lagert auf dem Devon, der Dyas und Trias ungleichförmig auf und beginnt im Norden mit mitteloligocänen Bildungen (siehe Tabelle auf S. 674), im Elsass hingegen bereits mit eocänen Kalken und unteroligocänen Petrolsanden (s. S. 678).

Die ältesten Ablagerungen des Mainzer Mitteloligocäns sind die Meeressande von Weinheim, Alzey, Waldböckelheim, oft zu Sandsteinen zusammengebacken, mit den Skeletteilen einer Sirene, Halitherium Schinzi Kaup*), und reich an Conchylien und Korallen, von denen viele, so Ostrea

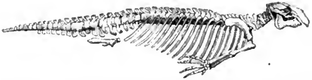


Fig. 546. Halitherium Schinzi Kaup aus dem mitteloligocänen Meeressand von Alzey.

cyathula, Ostrea callifera, Pectunculus obovatus, Cytherea incrassata, Corbula subpisum, Dentalium Kickxii, im Mitteloligocän anderer Länder vorkommen. Noch bestimmter tritt das oligocäne Alter dieser Schichtenkomplexe in den nächst höheren Stufen hervor, einem echten Septarienthone mit Leda Deshayesiana und Fusus multisulcatus, sowie den darüber liegenden Cyrenenmergeln von Rheinhessen, im unteren Mainthal, in der Wetterau, im Rheingau mit Ostrea callifera, Cyrena semistriata, Cerithium plicatum, Cerithium margaritaceum. Jetzt erst beginnen neogene Tertiärbildungen.

Die obersten Oligocänablagerungen (von Sandberger u. a. bereits zum Miocän gerechnet) besitzen einen lokal sehr wechselnden Charakter: bald sind es Sandsteine mit Blattabdrücken von Cinnamomum, Sabal, Quercus, Ulmus (Blättersandsteine von Münzenberg), bald Sande und namentlich Kalksteine, angefüllt von Cerithien (Cerithiensand und Cerithienkalk), von denen Cerithium plicatum Brug., Cer. submargaritaceum und Cer. Rahti Braun die häufigsten sind, und zu denen sich außer Perna Sandbergeri, Cytherea incrassata und Mytilus socialis noch zahlreiche eingeschwemmte Landschnecken (Helix, Pupa) und Süßwassermollusken (Planorbis, Dreissena) gesellen (Landschneckenkalk von Hochheim und Flörsheim). Erst jetzt beginnt nach der Auffassung v. Koenen's, K. Mayer's u. a. das Neogen.

A. Miocän.

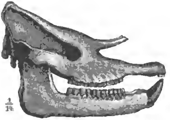
Corbiculakalk und Litorinellenkalk, lichte, feste Kalksteine, ersterer voll von Corbicula Faujasi, letzterer oft fast nur aus Gehäusen der

*) R. Lepsius. Halith. Schinzi. Darmstadt 1881. 10 Taf.

kleinen Litorinella (Hydrobia) acuta Drap. = ventrosa Montf. (Fig. 547) und L. inflata Br., an anderen Stellen beinahe ausschließlich aus Dreissena Brardi Brongn. oder Mytilus Faujasi Brongn. bestehend. Neben diesen sind noch zahlreiche Süßwasser- und Landmollusken (Paludina, Limnaeus, Planorbis, Pupa, Helix) häufig. In der Umgebung von Wiesbaden, Mainz, Frankfurt gehen diese Schichten nach oben in Litorinellenthon (mit L. ventrosa) über. Sie besitzen durch das Vorkommen zahlreicher Wirbeltierreste (Cainotherium, Rhinoceros incisivus [Fig. 548], Hippotherium, Cervus u. a.)



Fig. 547. Litorinella acuta Drap. = ventrosa Montf.



1/14

Fig. 548. Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Cuv.

besonderes Interesse. Ausgezeichnete Aufschlüsse in die Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalke gewähren u. a. die Steinbrüche bei Weisenau, Oppenheim und Nierstein.

Eine Sumpf- oder Süßwasserfazies dieser Stufen ist die Braunkohlenformation der Wetterau, deren südlicher Ausläufer sich als ein an Blattabdrücken reicher Letten bis nach Rheinhessen verfolgen lässt. Unter den Pflanzen, welche sich in der Braunkohle selbst, sowie in den sie begleitenden plastischen Thonen finden, sind besonders Cinnamomum, immergrüne Eichen, Magnolien, Akazien, Storaxbäume, Feigen, die Weinrebe, sowie Cypressen und Palmen vertreten. Die Hauptmasse der Flötze rührt von angeschwemmten Nadelhölzern, namentlich Cypressen- und Pinusarten her.

B. Pliocän.

Außer einigen Braunkohlen mit Pflanzenresten, welche einen nordamerikanischen, der Jetztwelt sehr nahe stehenden Charakter besitzen, wird die Pliocänformation im Mainzer Becken durch eine 7 bis 10 m mächtige fluviatile Ablagerung von Sand und Gerölle repräsentiert, welche namentlich bei Worms direkt auf die Litorinellenkalke folgen. Innerhalb dieser füllen sie kleine Mulden und Flussbetten aus, werden nach ihrem Hauptaufschlusspunkte Sande von Eppelsheim genannt und zeichnen sich durch ihre Führung von Resten einer reichen Fauna von Landsäugetieren aus. Besonders charakteristisch sind die Skeletteile von Dinotherium gigan-

teum (daher auch Dinotherien-Sand), Rhinoceros incisivus, Mastodon longirostris, Anthracotherium magnum, Hipparion (Hippotherium gracile und mehreren Sus-, Cervus- und Felis-Arten.

Das Wiener Becken*).

An die Tertiärzone, welche den West- und Nordabhang der Alpen begleitet, schließen sich die Tertiärgebilde von Niederösterreich, des sogenannten Wiener Beckens, und an diese nördlich und östlich die böhmische und ungarische Tertiärformation an. Unter dem Namen »Wiener Becken« versteht man jenes tertiäre Tiefland, welches im O von den Karpathen, dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge, im S von den östlichen Ausläufern der Alpen und im W von dem böhmisch-mährischen Massiv begrenzt wird. Die Schichtenreihe des Wiener Bassins ist in folgender Weise gegliedert worden:



Fig. 549. Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien. Nach v. *Hochstetter*.
W.S. Wiener Sandstein; *kr.* krystallinische Gesteine des Leitha-Gebirges. *I* Mediterrane Stufen und zwar *a* Konglomerat; *b* Leithakalk; *c* Tegel. *II* Sarmatische Stufe. *III* Congerienstufe.

A. Miocän.

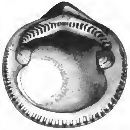
1. Ältere Mediterranstufe (Horner Schichten). Rein marin. Sande, Thone, Mergel von Horn, Loibersdorf, Eggenburg mit Ostr. lamellosa, Pecten solarium, P. palmatus, Venus umbonaria, Pyrula condita, Murex aquitanicus, Cerithium margaritaceum (Fig. 556). Bei Eggenburg an den Uferklippen Balanen und Bryozoënkalke.

2. Jüngere Mediterranstufe. Badener Tegel, Schlier von Ottnang, Leithakalk; ebenfalls noch rein marin. Als Schlier hat man die dortigen sandig-thonigen Mergel, als Tegel mächtige graue, plastische Thone bezeichnet, welche feine Glimmerschüppchen, etwas Quarzsand und ein wenig kohlensauren Kalk enthalten. — unter Leithakalk versteht man

* E. Suß. Der Boden von Wien. Wien 1860. — Th. Fuchs. Erläuterungen z. geol. Karte d. Umgeb. Wiens. Wien 1873. — Th. Fuchs. Geol. Übersicht der jüng. Tert.-Bildung des Wiener Beckens u. d. Ungar.-Steier. Tieflandes. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 653. — M. Hörnes und P. Partsch. Die foss. Mollusken d. Tert.-Beckens v. Wien. Wien 1851—1870. — C. v. Ettinghausen. Die Tertiarfloren der österr. Monarchie. I. von Wien 1851. — F. Karrer. Geologie d. k. k. Franz-Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. k. k. Reichsanst. 1877. Enthält u. a. vollst. Litteraturverzeichnis über das Wiener Becken (529 Nummern).


Fig. 550. Amphistegina Haueri d'Orb.


Fig. 551. Venus multilamellata Lam.


Fig. 552. Pectunculus pilosus Lin.

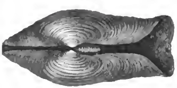

Fig. 553. Panopaea Menardi Desh.


Fig. 556. Cerithium margaritaceum Sow.


Fig. 554. Tellina crassa Penn.


Fig. 555. Ancillaria glandiformis Lam.


Fig. 559. Conus ponderosus Brocc.


Fig. 558. Pleurotoma cataphracta Brocc.


Fig. 557. Fusus longirostris Brocc.

Aus der Wiener Mediterran-Stufe.

einen lichten, zum Teil porösen, fast lediglich aus Korallen-, Foraminiferen-, Kalkalgen- und Conchylienschutt bestehenden Kalkstein. Diese petrographisch so verschiedenen Gesteine gehören verschiedenen Ablagerungszonen ein und desselben Seebeckens an, sind also nur verschiedene **Fazies** der Sedimente einer einzigen Periode und lagern nicht **über**, sondern **neben** einander. Konglomerate, Geröllanhäufungen und Sande sind am Strande, die Kalke meereinwärts und der **Tegel** und Schlier in der tieferen See gebildet.

Unter den außerordentlich zahlreichen organischen Resten der eben beschriebenen Schichtengruppe spielen Foraminiferen, Zweischaler und Gastropoden die Hauptrolle. Erstere und zwar namentlich Vertreter der Gattungen Amphistegina, Triloculina, Textularia und Globigerina bilden die Hauptmasse der mächtigen Kalksteinablagerungen, der Leithakalke. Eine der gewöhnlichsten Formen ist Amphistegina Haueri d'Orb. (Fig. 550).

Die Mollusken, von denen über 1000 Arten beschrieben wurden, sind hauptsächlich durch folgende Genera vertreten: Conus (Fig. 559), Oliva, Cypraea, Ancillaria (Fig. 555), Voluta, Mitra, Cassis, Strombus, Triton, Ranella, Murex, Pyrula, Fusus (Fig. 557), Nassa, Terebra, Cancellaria, Pleurotoma (Fig. 558), Cerithium, Turritella, Trochus, Turbo, Rissoa, Ostrea, Pecten, Spondylus, Pinna, Avicula, Arca, Pectunculus (Fig. 552), Nucula, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus (Fig. 551), Tellina, Mactra, Lutraria, Pholadomya, Panopaea (Fig. 553), Solen, Pholas, Teredo. Viele dieser Tierarten leben noch heute im Mittelländischen Meere, sowie an der Westküste Afrikas, so dass der Charakter der Fauna dieser Stufe des Wiener Tertiärs im allgemeinen als ein **mediterraner** bezeichnet werden kann, der durch tropische Formen bereichert wird.

Schichten der Mediterranstufe verbreiten sich vom Wiener Becken aus über Steiermark, Mähren, Ungarn, Siebenbürgen und Galizien bis zum Asow'schen Meere.

3. **Sarmatische Stufe. Halbbrackisch.** Zu unterst Tegel (**Hernalser Tegel**), dann kalkige Sandsteine und darüber neuere Tegelbildungen. Erstere sind z. T. angefüllt von Cerithien und zwar namentlich Cerithium pictum Bast., und werden als **Cerithienschichten** bezeichnet; der obere sarmatische Tegel führt massenhaft Tapes und Cardium. Derartige Ablagerungen erstrecken sich die Donauniederung entlang bis zum Schwarzen Meere, sowie bis zum Uralsee. Ihre ärmliche Fauna hat eine große Ähnlichkeit mit derjenigen des **Schwarzen Meeres**.

B. Pliocän. Pontische Stufe.

1. **Congerienschichten. Brackwasserschichten.** Infolge fortgesetzter Aussüßung nahm das Wiener Becken den Charakter eines Brackwasser- und dann eines Süßwassersees an. In diesem wurde zu unterst der

Tegel abgelagert, welcher z. B. den Untergrund der Stadt Wien bildet (Inzersdorfer Tegel) und sich durch seinen Reichtum an Congeria subglobosa Partsch Fig. 560) und Melanopsis Martiniana Fér. (Fig. 561) aus-

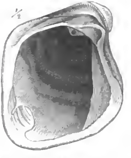


Fig. 560. Congeria subglobosa Partsch.



Fig. 561. Melanopsis Martiniana Fér.

zeichnet, aber auch Überreste von Dinotherium, Rhinoceros, Mastodon, Antilopen, Süßwasserschildkröten und Landpflanzen führt. In dieser oberen Gruppe des Wiener Tertiärgebirges treten auch Braunkohlen mit Pflanzenresten auf, welche der später zu beschreibenden Öninger pliocänen Flora entsprechen.

Auch im östlicheren Teile des großen sarmatischen Beckens der Miocänzeit sind jetzt Einzelseen entstanden, welche durch Flüsse ausgesüßt werden und in denen sich Congerienschichten niederschlugen.

2. Flussschotter und Sande, Belvedereschotter. In ihm finden sich Knochen von Anthracotherium, Dinotherium, Hipparion, Mastodon, Rhinoceros. Mit dieser fluviatilen Bildung schließt die tertiäre Schichtenreihe des Wiener Beckens ab und wird von Löß überlagert. Umstehende tabellarische Übersicht giebt ein anschauliches Bild der Gliederung des Wiener Tertiärs.

Dem Miocän gehören die zahlreichen Steinsalzlager Ungarns, Siebenbürgens und Galiziens, und unter diesen namentlich diejenigen von Wieliczka an *). Das Steinsalz kommt daselbst teils in mächtigen, bis 15 000 Kubikfuß großen stockförmigen Massen, teils in Bänken zwischen Salzthon, Anhydrit und Gyps vor. Unter Löß und tertiärem Sande liegt zu oberst grauer Thon (Tegel), unter ihm Salzthon, in dessen liegender Zone stockförmige Massen von meist grünem, grobkrystallinischem Steinsalz (Grünsalz) nebst Streifen und Nestern von Gyps eingebettet sind. Durch

* Niedzwiedzki. Beitr. z. Kenntn. d. Salzformat. v. Wieliczka u. Bochnia. I. Lemberg 1883; II. 1884; III. 1884; IV. 1889; V. 1891. — E. Tietze. Geogn. Verhalt. d. Geg. v. Krakau. Wien 1888. S. 190. — Ders. Verh. d. k. k. geol. Ra. Wien 1890. Nr. 8. S. 1.

Tabellarische Übersicht der Tertiärablagerungen des Wiener Beckens. Nach Theodor Fuchs.

		Stufen des Wiener Beckens	Unterabteilungen.	Charakter der Fauna der Gewässer	Charakteristische Formen der Fauna der Gewässer	Charakter der Säugetierfauna	Charakteristische Formen der Säugetierfauna	Charakter der Flora	Charakteristische Formen der Flora
Jungtertiär	Pliocän	Pontische Stule	Belvedereschotter			Afrikanisch	2. Säugetierfauna. Mastodon longirostris, M. angustidens, Dinotherium giganteum, Acerotherium incisivum, Hippotherium gracile, Antilope, Sus sp., Machairodus cultridens, Hyaena hipparionum (Cucuron, Eppelsheim, Baltavar, Pikermi).	Warmes gemässigtes Klima. Die analogen lebenden Arten leben vorzugsweise in Kleinasien, am Kaukasus, Himalaya, in Zentral- und Nord-Asien und Japan.	Glyptostrobus, Sequoia, Pinus, Betula, Alnus, Quercus, Fagus, Castanea, Carpinus, Liquidambar, Platanus, Salix, Populus, Laurus, Cinnamomum, Rhamnus, Hakea, Parrotia, Podogonium.
			Congerientegel. Tegel von Inzersdorf, Sande und Gerölle der Congerienstufe.	Kaspisch brackisch	Unio atavus, Unio moravicus, Melanopsis Martiniana, M. impressa, M. Vindobonensis, M. Bouei, M. pygmaea, M. Escheri, Cardium Carnuntinum, C. apertum, C. conjungens, Congeria subglobosa, C. Partschi, C. triangularis, C. spathulata, C. Czjzeki.				
	Miocän	Sarmatische Stule	Muscheltegel, Cerithiensand, Cerithienkalk, Rissoentegel, (Tegel von Hernals).	Halbbrackisch	Cerithium pictum, C. rubiginosum, Buccinum duplicatum, Murex sublavatus, Trochus Podolicus, T. pictus, T. Poppelacki, Rissoa angulata, R. inflata, Tapes gregaria, Mactra podolica, Donax lucida, Ervilia podolica, Cardium obsoletum, C. plicatum, Modiola Volhynica, Cetotherium, Delphinus, Phoca, Trionyx.	Malayisch	1. Säugetierfauna. Mastodon tapiroides, Dinotherium Cuvieri, Rhinoceros Schleiermacheri, Anchitherium Aurelianum, Hyotherium Soemmeringii, Tapirus priscus, Listriodon splendens, Palaeomeryx, Amphicyon (Sansans, Simore, Georgsmünd, Öningen, Eibiswald).		
		Mediterranstufe	obere: Strandbildungen: Sand von Pötzleinsdorf u. Neudorf, Leithakalk. Tiefseebildungen: Tegel von Baden; Schlier. untere: Horner Schichten.	Mediterran (marin)	Conus, Ancillaria, Cypraea, Mitra, Strombus, Cassis, Pyrula, Tritonium, Murex, Fusus, Buccinum, Terebra, Pleurotoma, Cancellaria, Cerithium, Turritella, Solarium, Natica, Ostraea, Pecten, Spondylus, Lima, Arca, Pectunculus, Nucula, Leda, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus, Tapes, Tellina, Mactra, Pholadomya, Panopaea, Solen, Pholas, Korallen, Echinodermen, Bryozoën, Balanen, Brachiopoden, Haifische, Halitherium.			Tropisches Klima. Indische und neuholländische Typen (Palmen).	Sabal, Phoenicites, Libocedrus, Sequoia, Myrica, Quercus, Ficus, Artocarpidium, Laurus, Cinnamomum, Daphne, Proteoides, Persaonia, Embothrites, Banksia, Dryandra, Olea, Diospyros, Cissus, Magnolia, Acer, Malpighiastrum, Sapindus, Celastrus, Ilex, Rhamnus, Juglans, Rhus, Myrtus, Mimosa, Acacia.

Thonlagen und geschichteten Anhydrit wird das Grünsalz von dem darunter liegenden Spisasalz getrennt, welches aus mehreren, zusammen gegen 20 m mächtigen Flötzen von oft stengeligem, zum Teil Kohlenwasserstoff haltendem Steinsalz (Knistersalz) besteht. Unter ihm treten zuerst Salzthon und Anhydrit, dann die zusammen ebenfalls über 30 m mächtigen Lager des Schybiker Salzes, eines reinen, weißen, klein- bis großkörnigen Steinsalzes auf. Darunter folgen Thon, Sande und Sandsteine. Im Steinsalze und in den dasselbe begleitenden Thonen kommen zahlreiche organische Reste vor, von denen über 70 Prozent mit denen des Wiener Beckens und namentlich des mittleren Tegels identisch sind. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse der Steinsalzformation von Wieliczka werden von Paul und Tietze auf zwei schräge, nach N überliegende und spitz ausgezogene Sättel zurückgeführt. — Bei Kalusz in Ostgalizien treten im Hangenden des Salzgebirges linsenförmige Einlagerungen von Kainit und Sylvin auf *).

Das Miocän Norddeutschlands.

In Norddeutschland ist, wie bereits oben erwähnt, marines Pliocän nicht zur Ablagerung gelangt, nur die Schieferkohlen und Mastodon führenden Schotter bei Rippersroda und Fulda in Thüringen, ferner wahrscheinlich manche andere Kies- und Thonablagerungen Thüringens und Sachsens repräsentieren fluviatile Gebilde der Pliocänzeit **).

Dahingegen bildet das marine Miocän ***) ein weites Becken, welches, wenn auch der allgemeinen Diluvialbedeckung wegen nur an isolierten Punkten aufgeschlossen, Schleswig und Holstein, Lauenburg, das westliche Mecklenburg und das nördliche Hannover bis in die Gegend von Celle umfasst und sich in südwestlicher Richtung durch Oldenburg und Westfalen bis nach Hasselt und Antwerpen ausdehnt, so dass ihm auch die belgischen Miocänablagerungen, das Système diestien und boldérien angehören. Die beiden früher im norddeutschen Miocän unterschiedenen Horizonte, der Holsteiner Sandstein und der Glimmerthon, sind, nach v. Koenen, gleichalterige Bildungen von verschiedenartiger Ausbildungsweise, so dass ihre Verschiedenheiten nur Faziesunterschiede sind. Darauf weist u. a., und abgesehen von petrographischen Übergängen, namentlich die Verteilung der

*) J. Niedźwiedzki. Das Salzgebirge von Kalusz. Lemberg 1891.

**) A. v. Fritsch. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 389.

***) A. v. Koenen. Sitzber. d. Gesellsch. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Marburg. Nr. 8. 1871, und Schriften d. Ges. Bd. X. Abt. 3. Kassel 1872 — ferner N. Jahrb. Beil. II. 1883. S. 223, sowie 1886. I. S. 81. — C. Gottsche. Über d. Miocän von Reinbeck. Verh. d. Ver. f. naturh. Unterhall. in Hamburg (1876). Bd. III. März bis April 1878. — Ders. Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteines. Festschr. d. nat. Ver. zu Hamburg. 1887.

siphonostomen Gastropoden in diesen Schichten hin. Es beschreibt deren v. Koenen 85 Arten aus dem Glimmerthon, von welchen jedoch 74 Prozent auch aus der holsteiner und antwerpener Gruppe bekannt sind. Um einige der wichtigsten Mollusken des norddeutschen Miocäns zu nennen, mögen hier angeführt werden: Arca diluvii Lam., Leda pygmaea Münst., Astarte anus Phil., Isocardia cor Lin., Murex octonarius Beyr., Murex spinicosta Bronn, Murex aquitanicus Grat., Tiphys horridus Brocc., Turbinella debilis Beyr., Conus antediluvianus Brug., Cancellaria evulsa Sol., Cancellaria Roth Semp., Cancellaria cancellata Lin., Cancellaria aperta Beyr., Fusus festivus Beyr., Fusus tricinctus Beyr., Fusus crispus Beyr., Nassa tenuistriata Beyr., Pleurotoma turricula Brocc., Pleurotoma intorta Brocc., Voluta Bolli Koch. Ergiebige Fundstellen dieser miocänen Molluskenfauna sind: Sylt, Glückstadt, Reinbeck, Lüneburg, Bokup und Dömitz in Mecklenburg. Dingden in Westfalen und Rothenburg bei Düsseldorf.

Braunkohlenkomplexe miocänen Alters sind in der Mark Brandenburg und in Pommern, in Mecklenburg, in der Lausitz, im Königreich Sachsen, in der Casseler Gegend, im Meißner und Habichtswald zur Ausbildung gelangt (vergl. die Zusammenstellung und Litteraturangaben auf S. 687 u. 688, ferner die Tabelle auf S. 693). In der Mark, in Pommern und in der Lausitz folgt diese obere Braunkohlenformation direkt auf das marine Oberoligocän (Berendt), ebenso im nordwestlichen Sachsen (H. Crd.), — in Mecklenburg ist sie zwischen miocänen Glimmersand und den Bokuper Sandstein*) eingeschaltet (E. Geinitz), — im Meißner und Habichtswalde von Basalt überlagert, auf welchen vielerorts noch eine zweite jungmiocäne Braunkohlenbildung folgt, welche von Basalttuffen und Polierschiefer begleitet wird (v. Koenen).

Auch in Oberschlesien tritt Miocän auf**), besteht aus Thonen Sanden, Kalksteinen und Gyps, und dehnt sich einerseits die Weichsel aufwärts nach Galizien, Polen und Russland zu weiter Verbreitung aus und hängt andererseits durch einen schmalen Arm mit dem Wiener Becken zusammen.

Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns.

Auf S. 670 sind die eocänen, auf S. 676 die oligocänen Tertiärgebilde der südlichen Teile Deutschlands, sowie der Schweiz geschildert. An letztere, nämlich die untere Süßwassermolasse (untere Braunkohlenbildung, aquitanische Stufe), schließen sich die Schichten des Miocäns und zwar:

*) O. Oehmcke. Der Bokuper Sandstein. Diss. Gustrow. 1886.
**) F. Römer. Geol. v. Oberschlesien. Breslau 1871. S. 358 bis 425.

1. Die graue Molasse (Mainzer Stufe), eine Sandsteinbildung, welche sehr häufig Pflanzenreste von ausgesprochenem nordamerikanischen Charakter (Cinnamomum, Ulmus, Liriodendron, Rhamnus, Juglans, Acer) umschließt und dann als Blättersandstein bezeichnet worden ist. Mit dieser Süßwasserbildung ist jedoch eine marine Ablagerung verknüpft, welche Cerithium lignitarum Eichw., Venus clathrata Duj., Murex plicatus Brocc. führt.

2. Die obere Meeresmolasse (Helvetische Stufe), ein entschiedener Meeressandstein, zum Teil voll Conchylien und oft konglomeratähnlich mit kalkigem Bindemittel (Muschelsandstein). Von der außerordentlich artenreichen Molluskenfauna dieser Schichten leben 35 Prozent noch jetzt und zwar zum Teil im Mittelmeere, zum Teil unter tropischen Breiten. Viele Formen z. B. Pectunculus pilosus, Panopaea Menardi, Conus ventricosus, Chenopus pespelicani, Turritella turris, stimmen mit miocänen Fossilien des Wiener Beckens überein. Fischzähne, so solche von Lamna, Oxyrhina, Carcharodon, sind außerordentlich häufig.

3. Die obere Süßwassermolasse, aus Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen bestehend, einige Braunkohlenflötze umschließend und Limnaeen, Planorben, Unionen, sowie Helix-Arten führend. In dieses Niveau gehören die Öninger Schichten, meist dünnplattige Kalksteine, welche sich durch ihren Reichtum an außerordentlich gut erhaltenen Pflanzen- und Tierresten auszeichnen. Die Flora besteht der Mehrzahl nach aus amerikanischen und in zweiter Reihe aus europäischen Typen, während asiatische, afrikanische und australische Formen sehr in den Hintergrund treten. Die Öninger Fauna ist durch eine außerordentlich große Anzahl von Insekten, vorzüglich Käfern, von subtropischen und zwar namentlich südeuropäischen Typen repräsentiert*). Unter den Wirbeltierresten haben neben denen sehr zahlreicher Leuciscus-Arten die eines Riesensalamanders, Andrias Scheuchzeri, besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen, welche Scheuchzer für versteinerte Skeletteile von Menschen (homo diluvii testis) hielt.

Überraschend ist die Mächtigkeit der tertiären Sedimente in der direkten Nachbarschaft der Alpen im Vergleiche mit derjenigen damit zusammenhängender Schichtenkomplexe an weiter entfernten Aufschlusspunkten. Es beruht dies darauf, dass die stromreiche zerrissene Küste der alpinen Insel Strandbildungen außerordentlich begünstigte und die steilen Abhänge des Inselgebirges der tertiären Meeresküste gewaltige Mengen von Gesteinsmaterial zur weiteren Zerkleinerung zuführten.

Während mit diesen obermiocänen Ablagerungen die Tertiärbildungen der Schweiz und der nächst angrenzenden Landstriche abschließen, machen

*) Osw. Heer. Die Insektenfauna der Tertiargebilde von Öningen und Radoboj. Leipzig 1847. 49. 53.

in der Hochebene der Donau pliocäne Sande mit Knochen von Dinotherium, Mastodon, Rhinoceros und anderen Säugetieren den Schluss der Tertiärformation.

Der Crag Englands.

Das jüngste Tertiär Englands besteht vorwaltend aus Sanden und Mergeln, welche reich an Schalen von Mollusken sind und als Crag bezeichnet werden. Man unterscheidet von unten nach oben steigend:

1. White or Coralline Crag, 10 m mächtig, bestehend aus kalkigen Mergeln voll Molluskenschalen und Bryozoënstöcken. Von ersteren sind 316 Spezies beschrieben, von denen 34 Prozent noch leben. Der Habitus dieser Fauna ist ein mediterraner.

2. Red Crag, etwa 8 m mächtige, eisenschüssige Quarzsande mit 256 Molluskenspezies, von welchen 92 Prozent noch leben. Nordsee-Charakter.

3. Norwich or Fluviomarine or Mammaliferous Crag, etwa 7 m mächtige Sande, Lehme und Kiese mit einer gemischten Meeres-, Land- und Süßwassermolluskenfauna, sowie mit Knochen von Fischen und Säugetieren (Mastodon, Elephas, Hippopotamus), also augenscheinlich abgelagert in der See nahe der Mündung eines Stromes. Die Landschnecken gehören allen Arten an, die heute noch leben; von den 139 Spezies mariner Mollusken sind etwa 7 Prozent ausgestorben, der Rest enthält ziemlich viele heute in den arktischen Meeren lebende Formen, z. B. Rhynchonella psittacea, Scalaria groenlandica, Astarte borealis, Panopaea norwegica, Cyprina islandica u. a.

4. Chillesford beds, etwa 7 m mächtige Sande und Thone mit einer Molluskenfauna, von welcher zwei Drittel jetzt Bewohner höherer, also kälterer Breiten sind. Unmittelbar darauf folgen die zwar zum Quartär gerechneten, aber noch präglazialen Forest-beds von Cromer, zu unterst schwache Lagen von Torf und Moor, diese mit Knochen von Canis, Ursus, Equus, Rhinoceros, Hippopotamus, Elephas, Cervus u. a., darüber Sande und Thone mit Leda myalis.

Verfolgt man die Veränderung der Faunen der einzelnen Schichtenkomplexe des englischen Crag, so tritt eine doppelte Erscheinung hervor, einerseits die stetige Zunahme der Zahl der noch heute fortlebenden Molluskenarten, andererseits aus der Zunahme arktischer Formen ein allmähliches Heruntersinken des im Beginne der Cragablagerung südlichen Kimas zu dem der Eiszeit. Höchst interessant ist der Nachweis, dass viele Mollusken, die während der Cragperiode die englischen Meere bewohnten, beim Herannahen der Eiszeit sich südwärts zurückzogen und deshalb fossil in dem Pliocän von Sicilien, Süditalien und Griechenland gefunden werden, während sie am Ende der Eiszeit wieder nach Norden wanderten und heute wiederum die britischen Meere bewohnen.

Das Pliocän Italiens.

In Italien lehnen sich mittelpliocäne Schichten, welche unter der Bezeichnung Subapenninformation zusammengefasst worden sind und lokal auf der Congerien-Stufe auflagern, an beide Seiten der Apenninen an. Sie führen zwar meist mediterraneische, jedoch auch zahlreiche tropische Molluskenformen, welche den Geschlechtern Conus, Cypraea, Strombus, Pyrula, Mitra, Fasciolaria, Sigaretus, Delphinula, Ancillaria, Oliva, Terebellum, Terebra, Perna, Plicatula und Corbis angehören. Die gleichzeitige Flora hat aus jetzt auf Madeira und am Golf von Mexiko heimischen Pflanzen bestanden. Zu den jüngsten überhaupt bekannten Tertiärschichten gehören die oberpliocänen Ablagerungen Siciliens. Sie sind reich an Korallen und Conchylien, welche ihrer bei weitem überwiegenden Mehrzahl nach noch heute das mittelländische Meer bewohnen, indem von 142 Spezies nur 11 noch nicht lebend nachgewiesen worden sind. So breiten sich auf den Gebirgen Siciliens Bänke von Ostrea edulis, sowie solche der gewöhnlichen Mittelmeerkoralle, Caryophyllia caespitosa, aus, während andere Kalksteine von Pecten Jacobaeus ganz angefüllt sind. Diese pliocänen Schichten erreichen auf Sicilien über 600 m Mächtigkeit, sind trotz ihres geringen Alters 700 bis 1000 m hoch gehoben worden, bilden ganze Gebirgszüge, wechsellagern mit Tuffbildungen, werden von Lavagängen durchsetzt, kurz bieten Erscheinungen dar, deren Studium ganz ähnliche Verhältnisse paläozoischer Formation ins klarste Licht setzt. Trotz der fast vollkommenen Identität des organischen Gesamtcharakters dieser Schichten und des jetzigen mittelländischen Meeres hat sich doch seit ihrer Ablagerung der ganze 10 200 Fuß hohe Ätna auf ihnen langsam aufgebaut, ein Vorgang, der sicherlich viele Tausend Jahre in Anspruch genommen hat.

Als Fundstätte der Reste einer reichen Säugetier-Fauna ist das Thal des Arno berühmt. Hier tritt eine etwa 160 m mächtige, Sansino genannte, oberpliocäne Schichtenreihe von vorwaltenden Sanden nebst Konglomeraten auf mit Elephas meridionalis, Rhinoceros leptorhinus, Hippopotamus major, Equus Stenonis, Machairodus, Mastodon u. s. w.

Pliocäner Knochenlehm von Pikermi in Griechenland. Die Ebene von Pikermi (letzteres zwischen Athen und Marathon gelegen) besteht aus abwechselnden Lagen von rotem Lehm und festen Konglomeraten, den Absätzen eines altpliocänen Flusses. Eine dieser Lehmbänke ist dicht angefüllt von aus dem Zusammenhange gerissenen, z. T. durch Raubtiere bearbeiteten Skelettstücken von Säugetieren und unter diesen namentlich von Machairodus cultridens, Dinotherium giganteum, Rhinoceros Schleiermacheri, Hipparion gracile, Sus major und Helladotherium Dufrenoyi, sowie von Affen (Mesopithecus), — also meist Vertretern der Eppelsheimer und Belvedere-Fauna (Unterpliocän = pontische Stufe).

Die Siwalikformation. Die Tertiärgebilde der Siwalik-Hills, einer dem Südfuße des Himalaya vorgelagerten Hügelkette, bestehen aus Sandsteinen, Konglomeraten und Thonen, welche eine Mächtigkeit von 4000 m erreichen, von den Bergströmen des Himalaya aufgeschüttet worden sind und außer Süßwasserconchylien (Unio, Paludina, Melania) die Reste einer Anzahl überaus formenreicher miocäner und pliocäner Säugetierfaunen enthalten. Die Vertreter derselben sind z. T. europäischen Formen nahe verwandt, von welchen Dinotherium, Mastodon, Elephas, Stegodon, Rhinoceros, Hipparion, Hippopotamus, Antilopen, Hirsche, zahlreiche Raubtiere (darunter Amphicyon) und Affen (Semnopithecus) dort ebenfalls vorkommen. Unter den der Siwalikformation eigentümlichen Typen fallen namentlich einige gewaltige Wiederkäuer, das Sivatherium und Brahmatherium, ferner eine riesige Landschildkröte von über 4 m Länge (Colossochelys) auf.

Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärformation sind in dem bei weitem größten Teile ihres Verbreitungsgebietes die ursprünglichen, also flach tellerförmigen geblieben, höchstens sind infolge des Austrocknens, der Zusammenpressung und somit Volumenverringerung wasserreicher, lockerer Schichtensysteme und infolge daraus hervorgehender Senkungen und Spaltenbildungen Knickungen und Biegungen der darüber liegenden Komplexe eingetreten. Andernorts ist selbst noch das jüngere Tertiär von nicht unbeträchtlichen Verwerfungen und grabenförmigen Versenkungen sowie von Faltungen betroffen worden (s. S. 332). Zahlreiche Beispiele für letztgenannte Erscheinung liefert die miocäne Braunkohlenformation der Lausitz und der nördlich angrenzenden Landstriche, wo die Braunkohlenflötze lokal zu so stark überliegenden Falten zusammengeschoben sind, dass derselbe Schacht das nämliche Flötz zwei- ja dreimal unter einander durchteuft hat. Viel verwickelterer Natur jedoch sind die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten, welche in den Bereichen zum Absatze gelangten, aus denen im Verlaufe der Tertiärzeit Hochgebirge hervorgingen. Eines der großartigsten Beispiele der Wirkung gebirgsbildender Faltungen während verhältnismäßig sehr junger Zeiträume liefert die Beteiligung des Tertiärs am Aufbau der Alpenkette. An diesem haben namentlich die Nummulitenkalke und der Flysch, aber auch die Molasse teilgenommen und sind nicht nur aufgerichtet und gefaltet, sondern zum Teil auch überkippt, zu liegenden Falten überstürzt und bis zu mehr als 3000 m über den Meeresspiegel emporgestaut worden. Die Gipfel des Dent du Midi, des Niederhorns, der Ralligstöcke, der Diablerets, des Grünten, des Rigi, des Speer u. a. bestehen aus solchem dislozierten Tertiär. (Vergl. Fig. 43, S. 174; Fig. 102, S. 323; Fig. 105, S. 325; Fig. 528, S. 672).

Auch in den Pyrenäen sind eocäne Schichten im Verein mit der Kreide von außerordentlichen Faltungen und Dislokationen betroffen worden und steigen zu so bedeutenden Höhen empor, dass selbst ein Teil des höchsten

Gebirgskammes, der Troumouse, der Marboré (10 584 F.), sowie der Mt. Perdu (10 676 F.) aus ihnen besteht. Da die Miocänablagerungen am Nordabhange der Pyrenäen horizontal auf den steil aufgerichteten Eocänschichten liegen, so muss die letzte und zwar bedeutendste Hebung des Pyrenäengebirges in die Zeit zwischen Eocän und Miocän fallen.

Anders im Himalaya, wo sogar pliocäne Süßwasserschichten der Siwalikformation (S. 706) in steil aufgerichteter Stellung bis zu 4000, ja 5000 m emporsteigen, um hier von vollkommen horizontalen limnischen Diluvialgebilden (mit Rhinoceros und Hyaena) überlagert zu werden, so dass die Gebirgsfaltung des Himalaya bis zum Ende der Pliocänperiode fortgedauert haben muss.

Vulkanische Eruptionen während der Tertiärperiode. Im Verlauf der triadischen, jurassischen und kretacëischen Zeitalter fanden Durchbrüche glutflüssiger Gesteinsmassen nur ausnahmsweise statt und waren dann auf verhältnismäßig kleine Territorien beschränkt. Anders in der Tertiärperiode. In ihrem Breiche ist die Erde fast überall der Schauplatz großartiger vulkanischer Eruptionen gewesen, deren Produkte durch ihre enge Verknüpfung mit der sedimentären Schichtenreihe und ihre allgemeine Verbreitung an die ganz ähnlichen Erscheinungen während der älteren paläozoischen und der permischen Zeitalter erinnern. Die Eruptivgesteine dieser Perioden waren Diabase und darauf Porphyre und Melaphyre, — die des Tertiärs sind die Familien der Trachyte, Liparite, Andesite und Basalte. Mit ihnen beginnt die große Reihe jener eruptiven Bildungen, welche durch die ganze tertiäre Periode hindurch bis auf den heutigen Tag aus dem Erdinneren hervorgetreten sind; die Laven und Auswürflinge unserer Vulkane schließen sich auf das innigste an die Eruptionsprodukte des Tertiärs an.

Die petrographischen Verhältnisse der Liparite, Andesite, Trachyte und Basalte, sowie deren Laven, sind in einem früheren Abschnitte, in der petrograph. Geologie, ihre Lagerungsformen in den Kapiteln über architektonische Geologie (S. 333—337), ihre Eruptionserscheinungen in dem Abschnitte über dynamische Geologie (S. 151 und 285), ihre Beeinflussung des benachbarten Nebengesteines in dem Paragraphen über Kontaktmetamorphismus (S. 289) abgehandelt worden, es bleibt somit nur übrig, die Verbreitung dieser Gesteinsgruppen in ganz kurzen Umrissen anzudeuten.

Als uns zunächst liegend zieht die zentraleuropäische Zone von tertiären Eruptivgesteinen unser Hauptinteresse auf sich. Dieselbe besteht aus folgenden Gruppen von vulkanischen Produkten, welche in ihrer Gesamtheit eine ausgedehnte, im großen und ganzen von Westen nach Osten gerichtete, einstmalige Vulkanzone repräsentieren:

1. Die Basalt-, Trachyt-, Andesit- und Phonolithkuppen, sowie die ringförmigen oder seitlich geöffneten Stratovulkane, die Schlackenberge, die

zum Teil von Wasser gefüllten Maare, sowie die Lavaströme der Eifel, deren Material die Schichten des Devons und des stellenweise horizontal darüber gelagerten Buntsandsteines durchbrochen hat*).

2. Die Kuppen von Noseanphonolith, die Kratere, Schlackenberge und Lavaströme, die Tuffbildungen und Auswürflinge der Umgebung des Laacher Sees**). Dieses ausgezeichnete Vulkangebiet besitzt einen ungefähren Durchmesser von $2^1/_2$ Meilen und wird durch seine große Zahl wohlerhaltener Stratovulkane und Schlackenberge charakterisiert. Diese umgeben den Laacher See von allen Seiten und sind auf die jedoch bereits lange Zeit vor ihrer Eruption steil aufgerichteten Schichten des Devons aufgesetzt. Sie bestehen, wie dies z. B. der Bausenberg, Hochsimmer und die Kunksköpfe in höchst instruktiver Weise erkennen lassen, aus abwechselnden rohen Lagen von gröberen oder feineren Auswürflingen, von der gewaltigsten Bombe herab bis zum feinsten Schutt, sowie aus vulkanischen Schlacken und Laven, besitzen zum Teil scharfrandige, seitlich geöffnete, steile Kraterkessel, aus deren manchen Lavamassen geflossen sind und sich entweder stromartig bewegt oder deckenartig ausgebreitet haben (siehe Fig. 562). Andere der dor-

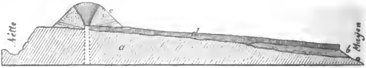


Fig. 562. Profil des Hochsimmer-Vulkanes und seines Lavastromes. Nach v. Oeynhausen.
a Devonische Thonschiefer; b Braunkohle; c Hochsimmer-Vulkan; d Lavastrom.

tigen Vulkane sind kraterlose kegel- oder rückenförmige Schlackenberge (so der Herchenberg und Langenberg), welche jedoch ebenfalls (wie der Kamillenberg) mit Lavaströmen in Verbindung stehen können, und endlich noch andere sind homogene Kuppen von Leucitophyr (Olbrück, Schilkopf). Als Maare betrachtet man den Laacher See und das Kesselthal von Wehr, deren ersteres geschlossen und daher mit Wasser gefüllt ist, während letzteres einen natürlichen Abfluss und deshalb nur einen sumpfigen Boden besitzt. Eine große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen die Tuffbildungen im Laacher Territorium. Es sind dies Schlacken-, Trachyt-, Bimsstein- und Leucittuffe. Erstere bestehen aus meist losen, kleinen Stückchen von poröser, blasiger Schlacke mit zahlreichen Augitkrystallen, Glimmertafeln, seltener

* H. von Dechen. Geogn. Beschr. d. Vulkanreihe der Vorder-Eifel. 2. Aufl. Bonn 1886. — E. Mitscherlich. Geogn. Karte der vulkan. Eifel; herausgegeben von J. Roth. Berlin.

** H. von Dechen. Geognostischer Führer zum Laacher See und seinen vulkanischen Umgebungen. Bonn 1864. — L. Dressel. Geognostisch-geologische Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871.

mit Olivin oder Hornblende, umschließen verglaste Bruchstücke von devonischen Schiefern und Sandsteinen, sowie Granit und Gneiß und wechseln mit dünnen Lagen erdigen, lichtgefärbten Tuffes. Späterer Entstehung als diese sind die Bimssteintuffe und Leucittuffe. Letztere haben ihre Hauptverbreitung auf der Höhe des Laacher Devonplateaus, erstere hingegen (Trass genannt) bilden vorzüglich innerhalb des Nettethales, des Brohlthales und seiner Nebenthäler Ablagerungen, welche die Thalsohle in bedeutender Mächtigkeit bedecken. Da jedoch das Bachbett in sie eingeschnitten ist, treten sie nur in Form hoher Terrassen an den beiderseitigen Abhängen auf (siehe Fig. 563).

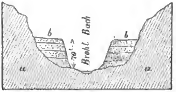


Fig. 563. Profil durch das Brohlthal. (*H. Crd.*)
a Devonische Thonschiefer; *b* Trass- (Duckstein-)Terrassen.

Über die Zeiten, in welche die vulkanischen Ereignisse der Laacher Gegend fallen, können keine Zweifel obwalten, da die das dortige Devon lokal überlagernde oberoligocäne Braunkohle von den vulkanischen Produkten durchsetzt und bedeckt wird, da ferner in den Leucittuffen Abdrücke von mitteltertiären Pflanzen erhalten sind, die unteren Schlackentuffe von Löß überlagert werden und endlich die Bimssteintuffe auf Löß aufliegen und mit ihm wechsellagern. Nirgends ist jedoch ein Lavastrom bekannt, der auf Löß aufliegt, so dass die Bildung der Schlackenkratere und Lavaströme in die Zeit des Jungtertiärs, die der Trachyt-, Leucit- und Bimssteintuffe hingegen in die Ablagerungszeit des Löß fällt, und der Mensch noch Zeuge der letzten Ausbrüche gewesen ist.

3. Das Siebengebirge, eine zusammenhängende Gruppe von Rhyolith-, Trachyt-, Andesit- und Basaltbergen, welche von Trachyttuffen und -konglomeraten begleitet werden, während sich auf der gegenüberliegenden Seite des Rheines, hinter den Basaltfelsen von Rolandseck, ein flacher ausgezeichnet ringförmiger Krater, der Roderberg, auf dem von devonischen Schichten und Rheingeröllablagerungen gebildeten Untergrunde erhebt*).

4. Die Bimssteinsande, sowie die zahlreichen Trachyt-, Phonolith- und Basaltberge des Westerwaldes**, welche ähnlich wie im Siebengebirge mit Basalt- und Trachytkonglomeraten vergesellschaftet sind.

5. Das Vogelsgebirge***, ein über 40 Quadratmeilen großes Hoch-

*) H. von Dechen. Geogn. Führer in das Siebengebirge. Bonn 1861. — G. Mangold. Altersfolge d. vulk. Gesteine im Siebengebirge. Kiel 1888.

**) G. Angelbis. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 393. — H. von Dechen. Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 442.

***) H. Bücking. XVII. Ber. d. oberhess. Gesellsch. f. Natur- u. Heilk. S. 49. — H. Sommerlad. ebend. XXII. S. 263. — H. Bücking. Tschermak's Mitteil.

plateau, aus terrassenförmig über einander gelagerten Decken von Basalten. Augit-Andesiten und Doleriten aufgebaut, welche zumeist auf der Trias. zum Teil auf der Braunkohle aufgelagert sind. Nördlich von ihnen setzen basaltische Gesteine in isolierten Kuppen bis zum

6. Habichtswald und Meißner fort. Besonders instruktiv ist das Auftreten derselben am Meißner. Basalte und deren grobkörnige Modifikationen, Dolerite, bilden dort eine über 100 m mächtige, einheitliche Decke über einem bis 33 m mächtigen Braunkohlenflötze*). Dasselbe hat im Kontakte mit dem basaltischen Gesteine eine stengelige Absonderung und eine Umwandlung in Anthracit erlitten. Die von Moesta beschriebenen und abgebildeten, durch Basalt und Dolerit erfüllten, kreisrunden Eruptionsschlöte (vergl. S. 153, Fig. 35) sollen nach Beyschlag nur Einsenkungen der Basaltdecke in napfartige Vertiefungen ihrer Unterlage sein. Die Eruption des Dolerit-Basalt-Magmas wäre vielmehr auf einigen Parallelspalten, namentlich an der N- und W-Seite des Berges erfolgt. A. v. Koenen dagegen schließt sich mehr der Moesta'schen Auffassung an. Als die nördlichsten Vorposten des Basaltes in Deutschland sind die Kuppen zu erwähnen, welche derselbe am Söllinger Walde, nordwestlich von Göttingen bildet.

7. Die Rhön**). Östlich vom Vogelsberge bilden auf triadischem Untergrunde isolierte Kuppen von Nephelinbasalt, Tephrit und Limburgit nebst Phonolith (Milzeburg) und Basalttuffen (Eube) und einige kleine Stratovulkane (Dachberg), die von Süden gegen Norden gerichtete Kette der Rhön, deren geologische Fortsetzung sich in Gestalt einzelner Basaltkuppen und -gänge bis in die Nähe von Eisenach (Stoffelskuppe, Pflasterkaute) erstreckt und somit an den südlichen Fuß des Thüringer Waldes anschließt. Diesen entlang setzen isolierte Basaltkegel (Dolmar, Gleichberge) und Phonolithkuppen (Heldburg)***) bis an das Fichtelgebirge und über dieses hinweg über das Erzgebirge (Oberwiesenthaler Eruptivstock†) und durch die sächsisch-böhmische Schweiz fort und stellen die Verknüpfung mit dem großen vulkanischen Gebiete des nördlichen Böhmens her.

1878, Bd. I. S. 404 u. 538. — J. M. Lodroit. XXIV. Bericht d. oberhess. Gesellsch. z. Darmstadt. S. 133.

*) A. F. Moesta. Geogn. Schilderung d. Gegend zwischen d. Meißner und Hirschberg. Marburg 1867. — F. Beyschlag. Erläuter. z. Blatt Allendorf. Berlin 1886. S. 40.

**) F. Sandberger. Gem. Wochenschrift. Würzburg 1881. — H. Bücking. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 149. ebend. 1882. — H. Pröscholdt. ebend. 1883. S. 177. — F. Rinne. ebend. 1886. 3. S. 1. — H. Lenk. Zur geol. Kenntn. d. südl. Rhön. Würzburg 1887.

***) O. Lüdecke. Zeitschr. f. d. ges. Nat. Bd. LII. 2. 1879. S. 266.

†) A. Sauer. Erläut. z. Sekt. Wiesenthal. Leipzig 1884. S. 51. Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 695, u. 1885. S. 445.

8. **Das nördliche Böhmen.** In der Gegend von Eger mit dem Schlackenberge des Kammerbühl beginnend, nehmen Basalte und Phonolithe namentlich in der Gegend östlich von Karlsbad einen ansehnlichen Flächenraum ein. Viel mannigfaltiger jedoch wie hier erscheinen die vulkanischen Gesteine der Tertiärperiode im böhmischen Mittelgebirge entwickelt. Es sind Phonolithe, Trachyte, Basalte und Dolerite, sowie Basaltkonglomerate und Tuffe, welche an der Zusammensetzung desselben teilnehmen, die obere Kreide- und untere Braunkohlenformation des böhmischen Beckens durchbrochen, stock- oder gangförmig durchsetzt, dadurch (z. B. am Rongstock, s. S. 296) zu interessanten Kontakterscheinungen Veranlassung gegeben und sich zu imposanten glockenförmigen Domen (Milleschauer, Kletschenberg) aufgetürmt oder decken- und stromartig auf dem unteroligocänen Sandstein ausgebreitet haben*).

9. Durch das **Lausitzer Gebirge** setzen die tertiären Eruptivgesteine über das **Riesengebirge** bis nahe auf den Kamm desselben (Basaltgänge in den Schneegruben) bis nach **Schlesien** hinein, wo sie die vereinzelten Basaltkuppen von Goldberg, Liegnitz, Schweidnitz und Oppeln bilden. Eine Verbindung zwischen der mitteldeutschen vulkanischen Zone und den vulkanischen Gebieten südlich von den Karpathen wird durch zahllose, das Neocom und Eocän der Nordkarpathen durchsetzende Teschenitdurchbrüche vermittelt.

Außerhalb der mitteldeutschen vulkanischen Zone liegen im südlichen Deutschland zerstreut: die Nephelindolerite und -basalte des Katzenbuckels im Odenwald**), zahlreiche Basalte zwischen diesem und dem Vogelsberg (im Süden Nephelin-, nördlich Feldspatbasalte)***) die Sanidin-Oligoklas-Trachyte, Basalte und Phonolithe des Breisgaues, wo sie im Kaiserstuhl mitten aus der Niederung zwischen Schwarzwald und Vogesen hervortreten†); die Melilithbasalte und Phonolithe (Hohentwiel, Staufen und Hohenkrähen) im Tertiär des Hegaus, begleitet von Konglomeraten und Tuffen, letztere mit miocänen Pflanzenresten††); die Basaltkuppen und mächtigen

*) E. **Boricky.** Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873; sowie über Altersverhältnisse und Verbreitung derselben. K. böhm. Gesellsch. d. Wiss. mathem. Kl. Nov. 1872. — G. C. **Laube.** Geol. Exkurs. im Thermalgebiete d. nw. Böhmens. Leipzig 1884.

) **Benecke u. Cohen. Umgeg. v. Heidelberg. 1881. S. 502.

***) C. **Chelius.** Erläut. z. Blatt Borsdorf S. 65 u. Blatt Messel (S. 31). Darmstadt 1886.

†) **Frd. Nies.** Geogn. Skizze des Kaiserstuhlgebirges im bad. Breisgau. Heidelberg 1862. — G. **Steinmann und Fr. Graeff.** Geol. Führer der Umgeb. von Freiburg. Freiburg 1890. S. 94.

††) K. v. **Fritsch.** N. Jahrb. f. Min. 1865. S. 631. — O. **Fraas.** Geolog. Karte v. Württemb. Bl. Hohentwiel u. Erläut. 1875. — **Fohr.** Die Phonol. des Hegaus.

Tuffe der Rauhen Alb (Maar von Randeck), sowie die Spuren echt vulkanischer Thätigkeit (namentlich Bomben und Tuffe im Ries bei Nördlingen*).

10. Als vulkanische Gebiete Ungarns und Siebenbürgens**) sind namentlich die Gebirgsstöcke und -züge von Schemnitz-Kremnitz, von Eperies-Tokay, der Matra und des siebenbürgischen Erzgebirges zu nennen. Sie zeichnen sich durch die große Mannigfaltigkeit ihrer trachytischen und andesitischen Gesteine aus, von denen Propylite, Trachyte, Andesite und Quarztrachyte auftreten. An die Abfälle und Flanken der von denselben gebildeten Berge lehnen sich Hügel von Lipariten an, welche wiederum von Perlit- und Obsidianströmen und -decken begleitet werden. Trachyt- und Bimssteintuffe und -konglomerate umlagern dieselben und breiten sich in der Ebene aus, wo sie Abdrücke von oligocänen Pflanzen, ferner Holzopal, sowie Braunkohlenflötze umschließen. In den Trachyten Siebenbürgens setzen gold- und tellurführende Gänge auf, so bei Nagyag und Offenbanya***). Die Angehörigen dieser trachytischen Gesteinsgruppe haben in Ungarn und Siebenbürgen die horizontal liegenden Schichten des Oligocäns durchbrochen und werden selbst wieder von Basalten durchsetzt, welche zwar sehr zahlreiche, aber räumlich beschränkte Durchbrüche bilden.

An dieser Stelle kann nur angedeutet werden, dass die vulkanischen Gebiete von Zentralfrankreich (Auvergne, Velay, Vivarais), die erloschenen Vulkane Cataloniens ebenfalls tertiären Alters sind und dass der Beginn der vulkanischen Erscheinungen der apenninischen Halbinsel, Siciliens und Griechenlands in die tertiäre Zeit fällt. Derselben Periode gehören die Eruptionen an, aus welchen die nordische vulkanische Zone hervorging, die sich von Grönland aus über Island, die Faer-Öer und Shetlands-Inseln bis nach Schottland, den Hebriden und Irland sowie nach Schonen erstreckt. Körnige Basalte, also Anamesite und Dolerite walten hier vor, sind von Andesiten und Lipariten, von Tuffen und Konglomeraten begleitet, bilden gewaltige, jetzt freilich bereits wieder stark denudierte und zerschnittene Vulkane, sowie mächtige Systeme von über einander liegenden Decken,

Würzburg 1883. Diss. — F. Schalch. Das Gebiet nordl. v. Rhein. Bern 1883. S. 82—114.

*) C. W. Gümbel. Über den Riesvulkan. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. München 1870. S. 153. — O. Fraas. Gegen. Beschr. v. Württemb. etc. 1882. S. 161. — K. Endriss. Geologie d. Randecker Maares. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 84.

**) F. v. Richthofen. Studien aus d. ungar.-siebenb. Trachytgeb. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. Bd. XI. S. 153. — F. v. Hauer und Stache. Geologie Siebenbürgens. — C. Doelter. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XXIII u. XXIV. — J. W. Judd. On the ancient Vulcanos of Schemnitz. Quart. Journ. of the geol. Soc. V. Tom. XXXII. London 1876. S. 192. — Siehe auch F. von Hauer. Geologie. II. Aufl. Wien 1877. Über die Eruptivgesteine der Neogenformation.

***) B. v. Inkey. Nagyag und seine Erzlagerstätten. Budapest 1885.

zeichnen sich fast überall durch ihre prachtvolle säulenförmige Absonderung aus und überlagern an vielen Stellen horizontal gelagerte miocäne Braunkohlen und überhaupt Neogenschichten.

Die in ihrer Ausdehnung ohne ihres Gleichen dastehende Zone von zum großen Teile jetzt noch thätigen Vulkanen, welche sich gürtelförmig rings um den stillen Ozean zieht, besteht neben den neuesten Produkten vulkanischer Thätigkeit aus den mannigfaltigsten trachytischen, andesitischen und basaltischen Gebilden, deren Eruption in die Tertiärzeit hinein reicht.

Das Quartär.

a. Diluvium oder Postpliocän; b. Alluvium.

Das Diluvium.

Während der älteren Zeitabschnitte der Diluvialperiode war der größte Teil Europas und Nordamerikas von **Inlandeis** und **Gletschern** bedeckt*). Auf dem erstgenannten Kontinente lassen sich drei größere Vergletscherungszentren feststellen, von denen gewaltige Eisdecken und Gletscherströme allseitig ausgingen und große Ländergebiete überzogen, und zwar:

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiete;
2. die Hochlande und Gebirge Britanniens mit dem westeuropäischen Glazialgebiet;
3. die Alpen mit dem südeuropäischen Glazialgebiete.

Um diese Hauptglazialgebiete scharen sich zahlreiche kleinere Gletscherherde.

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiete**).

In der Periode intensivster Vergletscherung breitete sich von den zentralen Partieen Schwedens und Norwegens aus eine zusammenhängende, in allseitig radiärer Bewegung befindliche Decke von Inlandeis über fast die ganze nördliche Hälfte von Europa aus und nahm während dieser ihrer

*) Jam. Geikie. The great Ice-Age. London 1877.

**) O. Torell. Undersökningar öfver Istiden. Öfversigt af K. Vetensk. Akad. Forhandl. Stockholm 1872. Nr. 10; 1873. Nr. 1. Außerdem zahlreiche Abhandlungen von E. Erdmann, de Geer, Gumälius, Nathorst, Helland, Holmström, Törnebohm u. A. sowie die Publikationen der Geologischen Landesuntersuchung von Schweden.

W. Dames. Die Glazialbildungen der norddeutschen Tiefebene. Samml. gemeinverst. wiss. Vortr. Berlin. 1886. — Außerdem sehr zahlreiche Publikationen von Berendt, Calker, Credner, Dalmer, Dames, Dathe, Eck, v. Fritsch, E. Geinitz, Gottsche, Hazard, Helland, Jaeckel, Jentzsch, Johnstrup,

größten Ausdehnung einen Flächenraum von mehr als 6 Millionen qkm ein. Über Finnmarken und die Halbinsel Kola floss das Eis nach N und NO in die arktische See, vom westlichen Norwegen aus in westlicher und nordwestlicher Richtung in den atlantischen Ozean, weiter im SW bis über die Orkneys und Shetlands hinaus; die vom südöstlichen Norwegen nach SW strömenden Massen füllten die Nordsee aus, bedeckten Dänemark und Holland und erreichten die heutige Mündung der Themse und des Rheines; vom mittleren Schweden drang das Eis nach Süden zu über Schonen, die Ostsee und das westlichere Norddeutschland bis an den Harz, das Erzgebirge und die Sudeten vor; von den nordöstlichen Strichen Schwedens breitete sich die Eisdecke nach SO und O über den Bottnischen Meerbusen, Finnland, die östlichen Striche der norddeutschen Ebene über Polen, Galizien und den größten Teil des europäischen Russlands aus. Der südliche Rand dieser gewaltigen Fläche von Inlandeis verlief zu dieser Zeit etwa von der Mündung der Themse über diejenige des Rheines durch Westfalen und das südliche Hannover bis zum Nordabhange des Harzes, schlang sich um letzteren in südwestlicher Richtung nach Thüringen hinein und bildete hier eine tiefe Ausbuchtung. Von dort aus wendete er sich quer durch Sachsen, südlich von Zwickau, Chemnitz, Dresden, Löbau und Zittau vorbei, den Fuß des Riesengebirges und der Sudeten entlang durch Polen und Galizien über Lemberg südlich von Kiew vorbei über Poltawa bis fast an die Wolga. Dann zog er sich nach N zwischen Kasan und Nischnei-Nowgorod hindurch, bis er das Eismeer ungefähr an der Tschesskaja-Bai erreichte. Am Harz, in Sachsen und in Schlesien besitzt diese Schmelzlinie des einstigen Inlandeises eine Meereshöhe von 400—500 m. Alle diejenigen Teile Europas, welche nördlich dieses Bogens liegen, waren von Inlandeis bedeckt, das seinen Ausgangspunkt in Skandiavien hatte, und tragen noch heute die Spuren dieser Eisbedeckung. Die Mächtigkeit dieser letzteren muss eine sehr beträchtliche gewesen sein und in den zentralen Partieen Norwegens und Schwedens mindestens 1700 m betragen, nach der oben verfolgten Schmelzlinie zu aber ganz allmählich abgenommen haben.

In einem älteren, sowie in einem späteren Abschnitte der Glazialperiode, während deren das Eis seine oben angegebene weitere Verbreitung noch nicht oder nicht mehr erreichte, ist seine Bewegung anderen Richtungen gefolgt. Namentlich machte sich zu jenen Zeiten eine Strömung von Finnland über Estland und Livland geltend, welche sich von da aus nach W und NW

Keilhack, Klebs, Klockmann, Lang, Laufer, Martin, Nötling, Orth, Penck, Remelé, F. Römer, Sauer, Scholz, Schröder, Wahnschaffe, Werth, Zeise, — namentlich in d. Z. d. D. geol. Ges. u. dem Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanstalt, ferner in den Erläuterungen zu den Flach- und Hügellandsektionen der k. preuß. und k. sächs. geolog. Spezialkarten.

umbog, über Schonen und das nördlichste Deutschland verlief und die Bahnen der Hauptvereisung rechtwinkelig kreuzte.

Aus der an verschiedenen Punkten des nordeuropäischen Glazialgebietes beobachteten Wechsellagerung mehrerer nordischer Grundmoränen mit Kiesen und Sanden, diese mit Skeletteilen von Säugetieren, Meeres- und Süßwasserconchylien, lässt sich auf sehr beträchtliche Oszillationen des Inlandeises, wahrscheinlich sogar auf eine doppelte Vergletscherung des nördlichen Europas und auf eine sie trennende Interglazialperiode schließen.

Die Spuren und Ablagerungen, welche das skandinavische Inlandeis auf dem zur Glazialzeit von ihm bedeckten Areale, also auf dem alten Gletscherboden zurückgelassen hat (vergl. S. 250 u. f.), sind die folgenden:

Friktionserscheinungen. In Skandinavien hält es schwer, Stellen nachzuweisen, welche von der scheuernden und glättenden Wirkung des Eises unberührt geblieben wären, vielmehr ist die Oberfläche von Norwegen und Schweden, dort wo sie aus festem Fels besteht, an unzähligen Punkten z. T. spiegelglatt geschliffen, rundhöckerig umgestaltet und von Schrammen und Furchen, sowie von feinen Ritzlinien bedeckt, wie sie nur durch die Bewegung von Gletschermassen und mit diesen der Grundmoräne hervorgebracht werden können (s. Fig. 79 u. 80, S. 253). Da diese ganz allgemein über Skandinavien verbreiteten Gletscherschrammen und -ritzen nicht nur gesetzmäßige Richtungen innehalten, sondern sich auch nur über die eine (Stoß-)Seite der Hügel und Felskuppen hinwegziehen, während sie auf dem entgegengesetzten, rauh gebliebenen Abhange (Leeseite) fehlen, so ließ sich hier mit Sicherheit konstatieren, dass die sie verursachenden Eisströme von mehreren, im Inneren Skandinaviens gelegenen Hauptzentren radial ausgingen und in ihrer Gesamtheit eine allgemeine Eisdecke bildeten, welche sich, wenn auch lokal in ihrer Richtung beeinflusst durch tiefe Thaleinsenkungen oder beträchtliche Bodenerhebungen, doch im allgemeinen allseitig nach außen bewegte. Im südlichen Schonen, auf Bornholm und Seeland wurden jedoch auch Systeme von Schrammen beobachtet, welche eine nordwestliche Richtung innehalten und, wie bereits oben bemerkt, von einer ältesten und von einer späteren Eisströmung herrühren.

In den zwischen dem bottnischen und finnischen Meerbusen gelegenen Teilen Finnlands sowie auf den Alandsinseln, ebenso in Estland, Livland und Kurland nebst Dagö und Ösel besitzen die vielerorts die Felsoberfläche überziehenden Schrammen gleichbleibend einen südsüdöstlichen bis südlichen Verlauf, zeigen also auf das nördliche Schweden als Ausgangspunkt der dortigen Vergletscherung zurück. Außerdem aber machen sich auch schon hier jene oben erwähnten jüngeren, und zwar nach SSW verlaufenden Schrammen bemerklich, welche auf Gotland zu noch viel deutlicherem Ausdruck gelangen, so dass sich hier allgemein 2 Schrammungsrichtungen

beobachten lassen, eine südöstliche, dem Radialsysteme der Hauptinvasion, und eine südwestliche, der baltischen Strömung angehörige. Letztere biegt sich dann um das Südende Schwedens und nimmt hier, wie erwähnt, eine westliche bis nordwestliche Richtung an.

In dem norddeutschen Glazialgebiete treten Felsgesteine, auf welchen sich derartige Friktionserscheinungen bethätigt haben und von der Verwitterung verschont geblieben sind, nur sporadisch, als isolierte Durchragungen des Schwemmlandes auf. Rundhöcker, Schliffflächen, Schrammen und Ritzlinien, die von dem nordischen Inlandeis herrühren, sind bisher beobachtet worden: auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Richtung nach SSO, gekreuzt von jüngeren nach W verlaufenden Ritzen); auf dem Bonebedsandstein von Velpke und Danndorf zwischen Magdeburg und Braunschweig (NNO—SSW: jüngeres System O—W); bei Gommern südöstl. von Magdeburg (N—S); auf der Grauwacke von Magdeburg, auf dem karbonischen Sandstein bei Osnabrück (NNO—SSW); auf den Septarien des Oligocäns bei Joachimsthal am Werbelliner See (NNO—SSW); auf den Porphyren des Galgenberges bei Halle, bei Landsberg (N—S), bei Taucha, bei Brandis (NNW—SSO): bei Collmen (WNW—OSO), bei Wildschütz (WNW—OSO, gekreuzt von ONO—WSW) und bei Oschatz (NNO—SSW); auf dem Granit von Lommatzsch (N—S); auf der Grauwacke von Ponikau und dem Granit von Löbau (NNO—SSW). In den Schliffen von Rüdersdorf, Velpke, Danndorf, Magdeburg und Wildschütz gelangt demnach die jüngere baltische Glazialströmung neben der schwedischen zum Ausdrucke.

Die Grundmoräne. Da das Inlandeis die skandinavisch-nordeuropäischen Landstriche zur Zeit seiner größten Ausdehnung in Gestalt einer zusammenhängenden Decke überzog, war damals keine Gelegenheit zur Bildung von Oberflächenmoränen geboten. Dahingegen hat die unter dem Eise, zwischen diesem und dem Gletscherboden, durch Zerstückelung, Zermalmung und Zerreibung losgetrennter Teile dieses letzteren gebildete Grundmoräne eine allgemeine Verbreitung über das ganze Glazialareal erhalten. Diese Grundmoräne des nordischen Inlandeises der Diluvialzeit wird in Schweden als Botten- oder Krosstensgrus und Krosstens- oder Jökellera, in Dänemark als Rollstenslera, in Deutschland als Blocklehm, Geschiebelehm oder Geschiebemergel bezeichnet. Die allgemeine petrographische, namentlich die strukturelle Beschaffenheit dieses Geschiebelehmes ist in seinem ganzen Verbreitungsgebiete von Estland und Galizien bis Holland und Dänemark, von Schonen bis an den Fuß des Erzgebirges durchweg die nämliche. Überall ist er ein sich rauh und kratzig anfühlender Lehm, an der Oberfläche gelbbraun und sandig, in der Tiefe grau bis schwärzlich, thonig und kalkhaltig (bis über 12 Prozent), angefüllt von Mineralkörnern und -splittern, sowie von ordnungslos und wirr verteilten

nordischen Geschieben. Er ist das Zermalmungsprodukt der verschiedenartigsten Gesteine von ausnahmslos nordischer oder nördlicher Herkunft. Die charakteristischsten und verbreitetsten dieser Geschiebe sind: Feuersteine, Schreibkreide, Dogger, versteinerungsreiche kambrische und silurische Gesteine, Scolithussandstein, Dalaquarzite, zahlreiche Varietäten von Gneißen, Hälleflinta, Amphibolite, buntfarbige Granite, Syenite, Rappakiwi, rote Porphyre, Diabase, Diorite, Rhombenporphyre, schonische Basalte u. a. Sie haben ihre Heimat sämtlich in Schweden und Norwegen, den baltischen Provinzen und dem Gebiete der Ostsee. Zu ihnen gesellen sich nach Süden zu Geschiebe, welche deutschem Boden entstammen, in die nordische Grundmoräne aufgenommen und mit ihr in ungefähr südlicher Richtung weiter transportiert worden sind.

Die Geschiebe dieser Grundmoräne werden, sobald sie beträchtlichere Dimensionen erreichen, erratische Blöcke, nordische Geschiebe oder Findlinge genannt. Dieselben sind teils im Geschiebelehm eingeschlossen, teils liegen sie auf seiner Oberfläche zerstreut, zuweilen dicht angehäuft. Sie besitzen sehr gewöhnlich 1—2 m, nicht selten bis 3 m Durchmesser, doch sind auch Blöcke von 5—10, noch vereinzelter solche von 12—15 m Länge bekannt.

Sehr gewöhnliche und charakteristische Erscheinungen sind Schliffflächen, Schrammen- und Ritzensysteme auf den Geschieben (vergl. S. 252, Fig. 78), wodurch sich diese als Scheuersteine kundgeben und den Geschiebelehm, der sie birgt, als Grundmoräne kennzeichnen.

Während sich, wie gesagt, die Struktur und der allgemeine petrographische Habitus der letzteren überall ziemlich gleich bleibt, ist die Beschaffenheit der in ihr enthaltenen Geschiebe eine verschiedene je nach der geologischen Zusammensetzung derjenigen Gebiete, in welchen die einzelnen von Skandinavien ausstrahlenden Gletscherströmungen ihre Heimat hatten, oder welche sie auf ihrem Wege überschritten haben. So bestehen die nordischen Geschiebe an der südöstlichen Küste Englands z. T. aus Zirkonsyenit und Rhombenporphyr der Gegend von Christiania, — im Königreich Sachsen ausschließlich aus Gesteinen aus dem mittleren Schweden, Schonen, Bornholm, Gotland und dem baltischen Kreidegebiet, — im südlichen Russland bei Kiew aus Rappakiwis und Silurkalken von Finnland und Estland, haben also nach England einen südwestlichen, nach Sachsen einen südlichen, nach Kiew einen südöstlichen Transport erlitten.

Während an diesen äußeren Grenzen des skandinavischen Glazialareales die radiäre Transportrichtung sich rein und klar zu erkennen giebt, macht sich in den zwischen Schweden und Finnland einerseits und der eben erwähnten südlichen Randzone des älteren Vergletscherungsgebietes andererseits gelegenen Landstrichen in Übereinstimmung mit der Richtung des baltischen Schrammensystemes (S. 714) ein anfänglich südwestlicher, dann

rein westlicher, ja nordwestlicher Transport und zwar namentlich in der Verbreitung estländischer Silurgesteine und -fossilien sowie charakteristischer alander Gesteinsarten bemerklich. Derselbe scheint von einem älteren und einem jüngeren baltischen Eisstrome herzurühren, welche die Hauptvereisung einleiteten und sie abschlossen.

In Schonen, Dänemark, Holstein, in der Mark Brandenburg, in Preußen und anderen nördlichen Gebieten Norddeutschlands unterscheidet man zwei Geschiebelehme, einen oberen, meist gelblichbraunen und einen unteren blaugrauen, welche der zweimaligen Vergletscherung der betreffenden Areale entsprechen und durch eine Rückzugsperiode, z. T. auch durch interglaziale Ablagerungsprodukte getrennt sind. Wie bereits oben angedeutet wurde, erreicht jedoch die Ausdehnung der zweiten Vergletscherung diejenige der ersten nicht ganz, so dass die südliche Randzone des norddeutschen Diluviums ausschließlich von den Produkten der ersten Eisüberflutung gebildet wird. Auch abgesehen von dieser Zweigliederung treten an vielen Stellen drei und mehr Bänke von Geschiebelehm zwischen den später zu besprechenden geschichteten Diluvialgebilden auf und weisen auf wiederholte größere Oszillationen des Eisrandes hin.

Die Mächtigkeit des gesamten Glazialdiluviums erreicht in Schonen und Norddeutschland lokal 150, ja über 200 m.

Lokalfazies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes des letzteren. Auf ihrem Wege ergänzt sich die Grundmoräne stetig durch Aufnahme neuen Gesteinsmateriales aus dem Gletscherboden. Am auffälligsten ist dies z. B. dort, wo das Inlandeis und mit ihm die Grundmoräne das baltische Kreideareal erreichte und überschritt. Von hier aus erscheint der Geschiebelehm gespickt mit bis dahin fehlenden Feuersteinen und Kreidebrocken, beim Überschreiten des Rotliegenden färbt er sich rot, auf dem Porphyrterrain Sachsens füllt er sich mit Porphyrfragmenten, auf dem Muschelkalk und Jura mit versteinerungsführendem triadischen und jurassischen Materiale, ebenso wie er sich Süßwasser- und marine Conchylien dort einverleibt, wo er Wasserbecken oder jüngere lockere Schlamm- und Sandablagerungen überschreitet. Der Geschiebelehm erhält dadurch an solchen Stellen eine von der Zusammensetzung des Untergrundes bedingte Lokalfazies.

Die Aufnahme neuer Gesteinsfragmente in die Grundmoräne ist besonders auffällig dort, wo das Ausgehende spröder Schichten oder massiger Gesteine durch das darüber ziehende Eis und dessen Grundmoräne zertrümmert, zu einem chaotischen Haufwerke von eckigen Bruchstücken umgewandelt und mit mehr oder weniger reichlichem Geschiebelehm verknetet ist (Krosstensgrus). Von solchen Punkten aus verbreiten sich dann die frisch aufgenommenen Gesteinsfragmente schweifartig in der Richtung der Eisbewegung, nehmen durch gegenseitige Reibung abgerundete oder kantenbe-

stoßene Gestalt an und werden z. T. nebst ihren organischen Einschlüssen angeschliffen und geschrammt.

Auf einem Untergrunde von lockerem, klastischem oder nachgiebigem Materiale (z. B. Kreide, Braunkohle; Thon, Sand, Kies des Oligocäns und Diluviums) äußerte sich der Eisschub in der Form von Stauchungen, Zusammenschiebungen, Überkippungen und Zerreißungen der oberflächlichen Schichten (s. S. 254), die dann oft schweifartig in den Geschiebelehm hinein gezogen werden. Derartige Druckerscheinungen sind überall in der norddeutschen Ebene, ebenso wie in Schonen und Finnland, allgemein verbreitet. An anderen Stellen, wo das Material weniger biegsam ist, können dessen Bänke in große Stücke gebrochen und verschoben und zwischen diese gangförmige Massen des Geschiebelehms eingepresst werden. So sind die Kreidefelsen von Moen zusammengeschobene Riesenschollen, die von bis zu 100 m langen Injektionen des Geschiebelehms durchsetzt werden.

Riesentöpfe und Sölle. Nicht selten sind auf alten Gletscherböden, z. B. der Alpen, Riesentöpfe anzutreffen, wo sie durch rasch dahin schießende, strudelnde Schmelzwasser mit Hilfe härterer Gerölle eingebohrt wurden. Gleiches wiederholt sich auf dem nordeuropäischen Glazialgebiete in Schweden, in Norwegen (vergl. S. 232, Fig. 65), ferner auf dem Muschelkalke von Rüdersdorf und Oberschlesien, auf dem Gypse von Wapno, auf der Kreide von Lägerdorf i. Holst., im Diluvialthone von Ülzen u. a. O. Eine verwandte Erscheinung sind die in Mecklenburg, auf Rügen und in Pommern allgemein verbreiteten Sölle. Es sind dies kreisrunde, trichter-, kessel- oder schüsselförmige, oft mit Wasser oder Torf ausgefüllte Strudellöcher im Geschiebelehm. Auf ähnliche Vorgänge (Ausstrudelung durch Schmelzwässer) wird die Entstehung vieler Seebecken im Gebiete des norddeutschen Diluviums zurückgeführt (Evorsionsseen von E. Geinitz).

Geschichtetes Glazial- und Interglazialdiluvium. Dessen organische Reste. Neben dem Geschiebelehm oder Geschiebemergel als der eigentlichen Grundmoräne besteht das nordeuropäische Diluvium auch noch aus geschichteten, also mit Hilfe des Wassers und zwar namentlich der Schmelzwasser zustandegekommenen Ablagerungen, den Diluvialkiesen, -sanden und -thonen, in welchen man als den Auswaschungs- und Schlemmprodukten des Geschiebelehms die nach ihrer Schwere und Korngröße separierten und getrennt abgelagerten Bestandteile der Grundmoräne wieder erkennt. Die Diluvialsande bestehen demnach vorzugsweise aus Körnchen von Quarz, Fedspat und Amphibol, nebst Blättchen von Glimmern und Partikeln von Eisenerzen und werden, wenn sie besonders glimmer- oder feldspatreich sind, als Glimmer- oder als Spatsande, bei größter Feinheit des Kornes als Schlepp, bei reichlicher Führung von kretaceïschen Bryozoën als »Korallensand« bezeichnet. Diluvialgrand nennt man ein Gemisch von sandigem und grobkiesigem nordischen Materiale.

Der meist außerordentlich regelmäßig und zart geschichtete und dann lagenweise verschieden gefärbte Diluvialthon, Glindower Thon oder Bänderthon, ist aus dem Absatze der allerfeinsten Ausschlemmungsprodukte, also der thonigen, kalkigen und mehligen Teilchen des Geschiebemergels hervorgegangen.

Diese geschichteten Ablagerungen, die sich gegenseitig, sowie auch die Geschiebelehme stellvertreten und sich als »interglaziales Diluvium« zwischen den oberen und unteren Geschiebelehm einschalten können. nehmen an der Zusammensetzung des nordischen Diluviums von Schonen bis nach der südlichen Randzone des letzteren einen wesentlichen, sogar meist vorwiegenden Anteil; namentlich pflegen sie die unterste Stufe der Glazialformation in z. T. außerordentlicher Mächtigkeit aufzubauen. Charakteristisch ist für die hierher gehörigen Sande und Kiese ihre Linsen- und diskordante Parallelstruktur.

Lokal führen die Kiese, Sande und Thone des Glazial- und Interglazialdiluviums organische Reste, und zwar:

1. Marine Mollusken.

a) von arktischem Habitus: Cyprina islandica, Yoldia arctica und Astarte borealis in Westpreußen (Yoldien- und Cyprinenthone); Cyprina islandica in Schleswig und Dänemark (Cyprinenthone). Im unteren Diluvialthon und -sand.

b) von Nordseehabitus: Ostrea edulis, Tellina solidula, Corbula gibba, Mactra subtruncata, Cardium edule, Cerithium lima, Scalaria communis, Buccinum reticulatum. Hierher gehören die Vorkommnisse bei Colberg, auf Rügen, in Ost- und Westpreußen. ferner in Holstein und an der Unterelbe, so die Mytilus-Bänke von Tarbeck die Ostrea-Bänke von Blankenese und Stade. In interglazialen Thonen und Sanden.

2. Süßwassermollusken besitzen eine weit ausgedehntere Verbreitung im geschichteten nordischen Diluvium, wo sie von Schonen, Rügen, von der Unterelbe, der Umgegend von Berlin, Potsdam, Rathenow, Sperenberg, Rüdersdorf, Fürstenwalde, Magdeburg, Westeregeln, Latdorf. Halle, vom Fläming, aus Westpreußen u. a. O. bekannt geworden und zuweilen schichtenweise in ungeheurer Menge angehäuft gefunden worden sind. Dies gilt namentlich von Paludina diluviana und Valvata piscinalis. Beide treten lokal auch in Vergesellschaftung mit marinen Mollusken auf. Außer ihnen sind zu erwähnen: Bithynia tentaculata, Limnaeus stagnalis, Planorbis spirorbis, Pisidium amnicum, Cylas cornea, Anodonta cygnea, Unio u. a. Aus dem Diluvium von Halle und Bromberg ist Cyrena fluminalis bekannt geworden. Die Brackwasserform Dreissena polymorpha ist in Ost- und Westpreußen häufig. Meist im unteren und im interglazialen Diluvium.

3. Säugetiere: Elephas primigenius, E. antiquus, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Ovibos fossilis, Rangifor groenlandicus, Cervus euryceros, Cer. dama, Cer. alces, Ursus, Equus u. a. Meist im unteren und interglazialen Diluvialkies und -sand.

4. Pflanzen: In Glazialthonen Schonens, ebenso in Mecklenburg, wies Nathorst Reste einer arktischen Flora, nämlich Dryas octopetala, Betula nana, Salix polaris nach. Diatomeenlager sind z. B. in Ost- und Westpreußen, in der Lüneburger Haide, bei Wend. Wehningen i. Meckl., bei Dessau, Torflager in der Gegend von Memel im Interglazialdiluvium bekannt.

Da die oberen Partieen der Sande und Kiese oft von der sich unter großem Drucke über sie hin bewegenden Grundmoräne aufgearbeitet und aufgenommen worden sind, so gelangten häufig auch die organischen Reste der ersteren und zwar namentlich Conchilien (besonders Paludina diluviana) in den Geschiebelehm, in welchem sie demnach die Rolle von Geschieben spielen, oft zerstückelt und zuweilen geschrammt sind.

Glaziale Rückzugsgebilde. Beim Abschmelzen des Inlandeises gelangten auf der Grundmoräne oder an deren Stelle geschiebeführende nordische Sande und Grande, Gerölle, Blockanhäufungen und Moränenschutt als letzte Gebilde der skandinavischen Vergletscherung zum Absatze. Von ihnen besitzt die allgemeinste Verbreitung der Geschiebedecksand (Geschiebesand, Decksand, Rullstenssand). Es ist dies ein schüttiger Sand und Grand mit größeren und kleineren Geschieben nordischer Herkunft, z. T. von pyramidaler Gestalt (Kantengeschiebe, Fazettengerölle, Dreikanter, siehe S. 262). Derselbe bildet ausgedehnte Decken auf den Hochflächen von Schonen, Dänemark, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Pommern und den benachbarten Strichen Norddeutschlands sowie des uralisch-baltischen Höhenzuges. Nicht immer als gleichmäßige Decke entwickelt, formt er oft langgestreckte Züge von maulwurfshaufenähnlichen Hügeln, welche mit erratischen Blöcken überstreut und zwischen welchen abflusslose Weiher, Tümpel und Moorflächen eingesenkt sind, so dass typische Moränenlandschaften entstehen (Ostpreußen, Pommern, Mecklenburg, Sachsen).

Ein Zug echter, einem Stillstande des sich zurückziehenden Eisrandes ihren Ursprung verdankender End- oder Stirnmoränen erstreckt sich entlang dem ganzen mecklenburg-pommerisch-preußischen, an Seen so reichen Höhenzuge in einem gewaltigen nach N offenen Bogen von Holstein aus über die Oder bis zur Weichsel. Sie bestehen aus einem vielfach ein- und ausgebuchteten Gürtel von kuppen- oder rückenförmigen Hügeln, die aus Diluvialsand und Geschiebelehm zusammengesetzt sind und oft für lange Erstreckung in fortlaufende Geschiebewälle, in Steinpackungen und Blockhügel von 10 bis 20 m Höhe übergehen, oder solche tragen oder aber

strichweise mit nordischen Geschieben dicht bestreut sind. Auf der konvexen, inneren Seite des von ihnen umschriebenen Bogens pflegt Geschiebemergel (also Grundmoräne) die Oberfläche zu bilden, während sich nach außen weite Sandflächen anlehnen, welche den Schmelzwassern des Eisrandes ihren Ursprung verdanken (Berendt, Wahnschaffe, Keilhack).

Noch leichter zu überblicken sind die End- und Seitenmoränen im mittleren Schweden und in Norwegen, wo sich das schmelzende Inlandeis bereits in eine Anzahl Einzelgletscher aufgelöst hatte, welche den größeren Thaleinsenkungen folgten und bei ihrem schließlichen Rückzuge an deren Abhängen Seitenmoränen, sowie die Thäler durchquerende Endmoränen zurückließen. Namentlich in Norwegen (z. B. am Kristiania-Fjord und den zugehörigen Thälern) und zwischen Wener- und Wettern-See finden sich vollständige Systeme solcher sich mehrfach hinter einander wiederholender Endmoränen, welche nicht selten die Thäler absperren und zur Aufstauung von Seen Veranlassung gegeben haben.

Zu der Gruppe der der Grundmoräne aufgelagerten Glazialgebilde gehören auch die schwedischen Åsar. Es sind dies steile, bis zu 50, ja 60 m hohe, wallartige Rücken fluviatilen Ursprunges, welche sich meilenweit (das Upsala-As in mehr als 27 geogr. Meilen Länge) vom Meeresspiegel oder von der allgemeinen Geschiebesanddecke Nordschonens aus ununterbrochen bis in das mittlere Schweden bis zu 360 m Meereshöhe verfolgen lassen, ziemlich parallel zu einander das Land durchziehen, sich zuweilen gabeln und in ihrem Verlaufe eine gewisse Ähnlichkeit mit Flusssystemen besitzen. Sie bestehen der Hauptsache nach aus Grand, Sand und wohlgerundeten Geröllen (Rullstensgrus), an welche sich beiderseits marine Schichten anlagern.

Die Stromsysteme Norddeutschlands während der Glazialzeit. Die Schmelzwasser des sich zurückziehenden Inlandeises flossen teils unter letzterem ab, hauptsächlich aber schnitten sie sich außerhalb des Eisrandes breite und tiefe Thäler ein, welchen unsere heutigen Hauptströme jetzt nur noch streckenweise folgen. Diese alten Thalniederungen hielten eine parallel dem jeweiligen Gletscherrande verlaufende, anfänglich ungefähr ost-westliche Richtung inne und führten die von N zufließenden Schmelzwasser, vermehrt um die von Süden her kommenden Wasser der Weichsel, Oder und Elbe sämtlich der Nordsee zu. Der südlichste und deshalb älteste dieser Stromläufe lässt sich von Kalisch aus in westlicher Richtung nach Glogau verfolgen, nahm hier die Oder auf, und führte durch den Spreewald und das Baruther-Luckenwalder Thal längs des Vläming nach der Elbe. Nach einer beträchtlichen Abschmelzung des Inlandeises verlegte sich das Sammelthal weiter nach N und verband nun die Weichsel nördlich von Warschau vermittelst der jetzt vom Ner und von der Warthe durchflossenen und vom Obrabruch eingenommenen Thalrinne mit der Oder, um sich von

hier über Fürstenwalde nach Berlin und durch das Havelluch zur unteren Elbe zu wenden. In einer letzten Etappe des Rückzuges des Eises floss die Weichsel von Bromberg aus durch das Thal der Netze und Warthe, nahm dann die Oder auf, lenkte dann bei Freienwalde durch die Thalniederung des jetzigen Finnow- und Ruppiner Kanales ebenfalls zur unteren Elbe. Nach gänzlichem Abschmelzen des norddeutschen Inlandeises brach die Weichsel bei Fordon, die Oder bei Oderberg nach N zu ihrem jetzigen in die Ostsee führenden Unterlaufe aus. Die alten Ost-West-Thäler nebst den in sie einmündenden Schmelzwasserrinnen wurden eines nach dem anderen trocken gelegt, dann aber z. T. von gegen ihre Breite verschwindend kleinen Wasserläufen als bequemste Wege benutzt (Berendt).

In kleinerem Maßstabe machen sich diese Erscheinungen bereits im nördlichen Sachsen geltend, wo die Spree, Elbe, Mulde und Elster anfänglich einem nach Westen gerichteten Lauf folgten, um sich später mehr nach Norden zu wenden.

Jung- und postglaziale marine Ablagerungen. Gegen das Ende der Glazialperiode, als sich die Gletscher bereits in die zentralen Partieen Skandinaviens zurückgezogen hatten, fand eine Senkung statt, infolge deren ein großer Teil des südlichen und mittleren Schwedens, sowie die Küstenstriche Norwegens zeitweilig vom Meere und dessen Ablagerungen bedeckt wurden, um später wieder bis zu 200 m über den jetzigen Meeresspiegel emporgehoben zu werden. Hierher gehören die Terrassen, die Muschelbänke, die marinen Sande und Thone des südlichen Norwegens (vergl. S. 164). Die höchstgelegenen und deshalb ältesten dieser Muschelbänke enthalten eine Molluskenfauna mit arktischem Gepräge (Pecten islandicus, Buccinum groenlandicum, Yoldia arctica, Y. pygmaea, Mya truncata u. a.). In dem tiefer gelegenen, erst später während der Hebung der Küste abgelagerten Muschelthone verschwinden die arktischen Formen, dagegen finden sich Tellina solidula, Mya arenaria, Cardium edule, Mytilus edulis, Isocardia cor, Rhynchonella psittacea u. a.

Auch im südlichen Schweden haben Thone mit Yoldia arctica und Phoca groenlandica (= Hvarfviglera) eine weite Verbreitung, stehen mit Muschelbänken, z. B. bei Uddevalla mit zu unterst arktischer Molluskenfauna in Verbindung und schmiegen sich an die Flanken der Åsar an. Auf sie folgen graue, postglaziale Thone (svart lera) mit Ostseemollusken (Tellina baltica, Cardium edule, Paludina baltica) und steigen bis zu 100 m Meereshöhe an. Sie sind von Sanden (Mosand) mit vereinzelten Ostseeconchylien überlagert. Die alten Küstenlinien sind durch Strandwälle bezeichnet.

Beispiele der Gliederung des nordeuropäischen Glazialdiluviums.

Im **südlichen Schweden** (nach Torell, Erdmann, Nathorst u. a.) (von oben nach unten).

9. Marine Sande mit Cardium, Litorina in Schonen, und Haidesand (Mosand) der Gegend von Stockholm.
8. Svartlera und Åckerlera mit Ostseemollusken.
7. Harfviglera, Glazialthon, oberer Yoldiathon, sowie Muschelbänke mit arktischen Mollusken.
6. Dryasthone mit Dryas octopetala, Salis polaris, Betula nana.
5. Rullstonsgrus = Geschiebedecksand. Jökelgrus, Krosstensgrus. Åsar.
4. Öfore jökellera, gula Krosstenslern = oberer, gelber Geschiebelehm.
3. Mittlerer Diluvialsand u. -thon mit Pisidium, Anodonta, Limnaea, Gadus polaris.
2. Undre jökellera, pinmo, blå Krosstenslera = unterer, grauer Geschiebelehm.
1. Hvitåsand und -lera (untere Diluvialsande und -thone Schonens).

In **Schleswig-Holstein und an der Unterelbe** (nach Meyn und Gottsche).

5. Geschiebesand oder Decksand, bestreut mit großen erratischen Blöcken, und Haidesand (= 5. Schwedens).
4. Oberer, gelblicher Geschiebelehm, Geschiebethon oder Blocklehm mit Zwischenlagen von nordischen Granden.
3. Korallensand, Diluvial- und Spatsand mit kretaceischen Bryozoën, ferner mit Cardium edule (Lauenburg u. Mölln); Austernbänke (Blankenese u. Stade); Mytilusbänke (Tarbeck).
2. Unterer, blauer Geschiebelehm, Korallenmergel, Moränenmergel.
1. Diluvialthon, Brockenmergel, Cyprinenthon, auf Alsen mit Cypr. islandica, Buccinum reticulatum, Corbula nucleus; Formsande; bei Fahrenkrog und Burg mit Nordseemollusken; lokal (Hamburg) mit Süßwasserfauna (Valvata piscinalis).

In der **Mark Brandenburg** (nach Berendt).

5. Decksand, Geschiebesand, oberer Diluvialsand, mit Grand- und Geröllagen, mit Dreikantern; Thalsand und Haidesand.
4. Oberer Geschiebemergel, z. T. vertreten durch den Geschiebesand.
3. Diluvialsand und -grand mit Resten von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Rangifer groenlandicus, Equus, Ursus u. a. (Rixdorf, Tempelhof, Britz, Nieder-Lohme, Phöben u. a. O.); ferner mit Süßwasserconchylien: Paludina diluviana, Bithynia tentaculata, Valvata piscinalis, Pisidium amnicum.
2. Unterer Geschiebemergel.
1. Glindower Thon, Diluvialthon, nebst unterem Diluvialsand und -grand mit Geröll- und Geschiebelagern. Letzterer mit dem Glindower Thon und dem unteren Geschiebemergel in oft mehrfacher Wechsellagerung. Die Thone, Sande und Grande mit Süßwasserconchylien, namentlich Paludina diluviana, Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Pisidium amnicum. Der Geschiebemergel hat diese Conchylien aus seinem aufgearbeiteten Untergrunde aufgenommen; namentlich ist Paludina diluviana in den Bänken des unteren Geschiebemergels häufig.

In Ost- und Westpreufsen (nach Jentzsch).

4. Oberer Geschiebemergel nebst Granden, Sanden und Thonmergeln.
3. Diluvialsand mit Ostrea edulis, Cardium edule, Corbula gibba, Nassa reticulata bei Marienwerder, Mewe, Dirschau, Elbing, Heilsberg; Grande mit Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis; Bithynia tentaculata, Pisidium, Unio bei Neudamm und Graudenz.
Diatomeenmergel bei Elbing und Zinten.
2. Unterer Geschiebemergel nebst Granden und Sanden.
1. Untere Diluvialsande und -thone mit Yoldia arctica, Cyprina islandica, Astarte borealis, — sowie mit Rhinoceros, Elephas, Tarandus zwischen Elbing und Tolkemit.

Im nordwestlichen Sachsen (nach H. Credner).

3. Geschiebedecksand, meist Hügel und Rücken bildend.
2. Geschiebelehm und Geschiebemergel, entsprechend dem unteren Geschiebemergel der Mark, Holsteins, Mecklenburgs; lokal mit Zwischenlagern von Diluvialsand, -grand, und Geröllen; Palud. diluviana auf sekundärer Lagerstätte; neben den nordischen Geschieben lokal einheimische, geschrammte Geschiebe; stellenweise auf Rundhöckern und Gletscherschliffen aufruhend.
1. Bänderthon (Diluvialthon), sowie Flussschotter der Elbe, Mulde, Pleiße und Elster, diese sowohl mit nordischen wie mit südlichen Geröllen; lokal in Wechsellagerung mit Bänken von Geschiebelehm und Diluvialthon; darunter präglaziale, wahrscheinlich pliocäne Schotter der Elster und der Saale.

In allen diesen Profilen würde entstammen
1 u. 2 der ersten Vergletscherung;
3 der Interglazialzeit;
4 u. 5 (wo vorhanden) der zweiten Vergletscherung.

2. Das brittische Glazialgebiet.

Ähnlich wie die zentralen Teile Skandinaviens waren die Hochlande und Gebirge Englands, Schottlands und Irlands Ausgangspunkte für eine (vielleicht wiederholte) Vergletscherung der ganzen brittischen Inseln *). Von jenen Hauptsammelstellen des Eises breitete es sich radiär nach allen Seiten aus, bedeckte die Berge bis zu einer Höhe von mehr als 1000 m mit Schliffen und Moränenmaterial, füllte den Meeresarm zwischen England, Schottland und Irland ganz aus, überschritt noch die atlantische Küste der beiden letzteren und schob sich über dieselbe noch über die Hebriden und Orkneys bis in den atlantischen Ozean hinaus. Am intensivsten war die Vergletscherung in Schottland. Die vor und während derselben erzeugten Gebilde gliedern sich nach J. Geikie wie folgt (von unten zu lesen):

4. Das allgemeine Inlandeis zieht sich zurück, getrennte Thalgletscher entstehen, auch diese verschwinden. Als Rückzugsgebilde werden erzeugt: leh-

*) J. Geikie. The great Ice-Age. London 1877. S. 1—400.

miger Schutt mit großen erratischen Blöcken, isolierte Hugel und Rucken von geschichtetem Kies und Sand (Kames), Endmoränen, schwache Seitenmoränen, sämtlich auf die Thaler beschränkt.

Gleichzeitig findet eine Senkung von etwa 30 m statt, Thone mit arktischen Mollusken (Yoldia arctica, Pecten islandicus, Leda truncata u. a.) werden niedergeschlagen (Clyde beds; oberer Yoldienthon).

3. Zweite Inlandeisbedeckung, sie hinterlässt den Upper boulder clay oder upper till, einen Geschiebelehm, reich an geschliffenen u. geritzten marinen Resten aus den interglazialthonen. Mit Einlagerungen und Nestern von Kies und Sand.

2. Beträchtlicher Rückzug des Inlandeises, gefolgt von einer Senkung des Landes um fast 200 m. Zuerst werden Kiese und Sande mit Mammut- und Renntierresten abgelagert, darüber nach der Küste zu marine Thone mit Tellina calcarea und Cyprina islandica (Shelly clay), sowie solche mit Mytilus edulis.

1. Allgemeine Bedeckung durch Inlandeis, welches sich radiär nach außen bewegt und bis in die seichteren Partieen des Meeres vordringt. Die von ihm zurückgelassene, bis über 80 m mächtige Grundmoräne ist der lower till oder lower boulder clay, ein steiniger, fester Lehm, voll von geschrammten Geschieben, von oft gewaltigen Dimensionen. Infolge von Oszillationen des Eisrandes mit lokalen Einlagerungen von Thonen, Sanden und Kiesen, diese mit Birke, Haselnuss, Moosen, sowie mit Resten von Mammut, Renntier, Urochs. Der Untergrund ganz allgemein geschliffen und gesetzmäßig geschrammt sowie zu Rundhöckern umgestaltet. In Vertiefungen wird der Till unterlagert von präglazialen Flussschottern und von Kiesen und Sanden, den Absätzen der Gletscherflüsse und -bäche (bis 20 m mächtig).

In ganz entsprechender Weise gliedert sich das Glazialdiluvium Englands und Irlands wie folgt:

4. Moränen und alte Strandwälle.
3. Upper boulder clay mit Einlagerungen von Sand, Kies und Thon.
2. Middle sands and gravels, marin, bis zu uber 400 m Meereshohe mit Cyprina islandica, Astarte arctica, Tellina baltica u. a.
1. Lower boulder clay, mit stark gestauchten Einlagerungen von Kies und Sand. Darunter Glazialthone mit Salix polaris, dann solche mit Leda myalis und das Forest-bed von Cromer (s. S. 704).

3. Das alpine Glazialgebiet.

Auch die Alpen waren während der Glazialzeit völlig vereist, so dass nur noch ihre höchsten mit Firn und Schnee bedeckten Gipfel aus der einheitlich verschmolzenen, allgemeinen, bis über 1000 m mächtigen Eisdecke hervorragten. Sie bildete einen Herd, von welchem aus nach allen Seiten Gletscher ausströmten. Dieselben folgten meist den Thälern und drangen aus diesen nach Süden zu bis in die lombardische Ebene vor, füllten nach Westen zu die weite Einsenkung zwischen Alpen und Jura aus und erstreckten sich auf der Nordseite bis weit nach Schwaben und Bayern hinein, um auch hier wiederum zu einer den ganzen Nordfuß der Alpen umgürtenden, bis 70 km breiten allgemeinen Decke zu verschmelzen, während ihre

Entwicklung nach Osten zu immer geringfügiger wurde, so dass sie hier bereits innerhalb der Alpenthäler selbst ihr Ende fanden.

Aus dem Studium der schweizer Glazialerscheinungen*), also der Gletscherschliffe, Moränen und Wanderblöcke geht hervor, dass letztere und somit auch die sie transportierenden Gletscher aus dem Arvethal, dem Rhônethal, Aarthal, Reußthal, Linththal und dem Rheinthal hervorgetreten sind und sich in den ebenen Teilen der Schweiz ausgebreitet haben. Die Blöcke des Arvethales stammen von dem westlichen Abhange der Mont Blanc-Kette und von den Bergen oberhalb Sallanche; sie erfüllen das Arvethal von Chamouny an und steigen auf dem Rücken des Salène bis zu 1000 m Meereshöhe. Die Moränen des Rhônegletschers finden sich über die ganze Gegend von Genf und Solothurn zerstreut, so dass ihr dortiges Verbreitungsgebiet die Gestalt eines die ebenen Teile von Genf, Freiburg und Neuenburg, sowie Partieen von Bern, Solothurn und Aargau bedeckenden Fächers besitzt, dessen Spitze in der Rhônethalmündung liegt. Die vereinten Arve- und Rhônegletscher füllten den Genfer See aus, stauten sich am Juragebirge auf und ergossen sich, von hier als gewaltiger Eisstrom abfließend, in das Rhônethal bis Lyon. Die Blöcke des Aarthales stammen aus dem Massive der Berner Alpen zwischen Gotthardt und Simmenthal und bedecken den deutschen Teil des Kantons Bern. Die des Reußthales sind dem Gotthardt und den Seitenthälern des Reußthales entführt und bedecken namentlich das Becken des Vierwaldstätter Sees. Rhône-, Aar- und Reußgletscher erfüllten die ganze weite Ebene zwischen Alpen und Juragebirge und drangen stellenweise selbst noch über den Kamm des letzteren vor. Der Rheingletscher kam aus Graubünden und Vorarlberg, teilte sich an dem wie eine Klippe vorspringenden Sporne der Appenzeller Gebirge in zwei Ströme, deren einer über den Wallenstädter See und vereint mit dem Linthgletscher über Uznach und dem Züricher See vordrang, während sich der andere von Rorschach aus über den Thurgau und das ganze Gebiet des Bodensees ergoss und sich weit nach Schwaben hinein bis fast zur Donau erstreckte**).

In der Schweiz heben sich somit die oben aufgezählten Hauptgletscher, welche den großen Stammthälern folgten, scharf von einander ab, in den nordtiroler und oberbayerischen Alpen hingegen waren die zahlreichen Längs- und Querthäler, wie sie namentlich die nördlichen Kalkalpen in einzelne Berggruppen auflösen, bis zu einer Höhe von über 1500 m von einem zusammenhängenden Netze von Eisströmen erfüllt, welche auf möglichst direktem Wege das Gebirge zu verlassen strebten, um sich noch weit

*) A. Favre. Carte des anc. glaciers de la Suisse, und Carte du phén. erratique et des anc. glaciers du versant nord des Alpes suisses. Genf. 1884.

**) A. Penck. Der alte Rheingletscher. Jahresber. d. geogr. Ges. in München. 1886. Heft 11.

über die bayerische Hochebene zu erstrecken*). Sich bei ihrem Austritte aus den Alpenthälern fächerförmig ausbreitend, vereinigten sie sich wieder zu einer einheitlichen Eisdecke. Vor den Hauptaustrittspunkten der Gletscherströme, aus denen letztere hervorgegangen, schob sich dieselbe in gewaltigen, bogenförmigen Zungen weit in das Vorland vor, um nach ihrem Abschmelzen typische, seenreiche Moränenlandschaften und zusammenhängende Züge von Endmoränen zurückzulassen, die bis nördlich von Kempten, Kaufbeuren, vom Ammersee, Schäflarn bei München, Wasserburg am Inn und Burghausen an der Salzach reichen. So schloss sich denn nach Osten zu an den Rheingletscher und mit diesem verschmelzend zuerst der Illergletscher und an diesen der Lech-, Isar-, Inn-, Chiem-, Salzach- und der Ennsgletscher an, welcher letztere jedoch das Alpenvorland nicht mehr erreichte, wie denn überhaupt die Gletscher im ganzen östlichen Teile der Alpen eine verhältnismäßig nur schwächliche Entwicklung erlangten. Der bedeutendste derselben war der dem Thale der Drau von W nach O folgende Draugletscher.

Auch auf der Südseite der Alpen haben sich während der Eiszeit Gletscher aus dem Hochgebirge bis zum Fuße derselben, bis zur lombardischen Ebene hinabgezogen und nach ihrem Verschwinden mächtige Anhäufungen von Moränenschutt zurückgelassen**). Jedoch erreichten diese Eisströme Norditaliens bei weitem nicht die räumliche Ausdehnung wie diejenigen der Nordseite der Alpen, vereinigten sich also nicht wie diese zu einem den Südfuß der Alpen umgürtenden Eispanzer, übertreffen sie hingegen ebenso viel durch die Mächtigkeit der Schuttablagerungen, die sich meist in Gestalt gewaltiger amphitheatralischer Moränenwälle von bis zu 650 m Höhe quer vor den größeren Thalmündungen des Südrandes der Alpen hinziehen, so bei Ivrea, wo die Dora Baltea in die Ebene tritt, am Südende des Lago Maggiore, sowie des Comer Sees und des von Iseo. Fast überall wiederholen sich hier mehrere bogenförmige Endmoränen konzentrisch hinter einander, getrennt von oft sumpfigen Flächen mit Wasserlachen. Das Moränen-Amphitheater von Como besteht aus drei solchen ungefähr konzentrischen Wällen. Die Endmoräne von Andrate (Ivrea) erhebt sich 650 m hoch über seine Umgebung. Es sind dies gewaltige Gletscherbauten, mit denen sich diejenigen auf der Nordseite der Alpen an Großartigkeit nicht messen können. Auch das ganze Hügelgebiet, welches das südliche Ende des Garda-Sees umgiebt, ist nichts als eine gewaltige Anhäu-

*) A. Penck. Die Vergletscherung d. Deutsch. Alpen. Leipzig 1882. — E. Brückner. Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abhandl. Bd. I. Heft 1. Wien 1886. — A. Bohm. Die alten Gletscher der Enns u. Steyer. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1885. Bd. 35. Heft 3. S. 429.

**) L. Rütimeyer. Über Pliocän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel 1876.

fung von Moränenschutt. Dieser verdankt seinen Ursprung einerseits dem über Arco herabkommenden, über 700 m mächtigen Sarca-Gletscher, welcher, das nur etwa 200 m tiefe Becken des Garda-Sees ausfüllend, über dieses bis in die Po-Ebene vordrang, andererseits einem Gletscher des Etschthales, welcher sich über Meran und Bozen bis in die Po-Niederung ausdehnte und in den Rundhöckern der unteren Thalgehänge, welche in so schroffem Gegensatze zu den wild-zackigen Spitzen der höheren Berggipfel stehen, ferner in den Gletscherstreifen und -furchen auf Schliffflächen, sowie in den gewaltigen Gletscherschuttmassen die deutlichsten Spuren zurückgelassen hat*). Die enorme Ausdehnung und Mächtigkeit des Etsch-Gletschers geht aus der Großartigkeit dieser Gletscherspuren hervor, reichen doch die Rundhöcker bis zu einer Höhe von etwa 1500 m über die Thalsohle.

Dass die Vergletscherung der Alpen und ihres Vorlandes von mehrfachen sehr beträchtlichen Rückzügen des Eises unterbrochen war, welchen ein erneutes Vordringen des letzteren folgte, darauf weisen mächtige und weitverbreitete Schotter, vor allem aber Lager von Torf (Schieferkohlen) zwischen zwei Grundmoränen hin. Solche interglaziale Kohlenbildungen sind bekannt in der Nordschweiz bei Utznach und Dürnten am Züricher See, bei Mörschwyl am Bodensee, am Thuner See, in den allgäuer Alpen bei Sonthofen. Die Pflanzen, welche diese Schieferkohlen zusammensetzen, weisen nach Heer auf ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima jener Interglazialzeit hin. Die ebenfalls interglaziale Höttinger Breccie der Innsbrucker Gegend (ein durch Kalksinter verfestigter Gehängeschutt) enthält sogar Blätter von Palmen (Chamaerops), was für ein noch wärmeres Interglazial-Klima sprechen würde. Die nun folgende zweite Vergletscherung der Alpen erreichte die Ausdehnung der ersten nicht ganz, so dass die von beiden zurückgelassenen Moränen und Schotter rings um die Alpen einen doppelten, einen äußeren älteren und einen inneren jüngeren Gürtel bilden. Nach A. Penck und E. Brückner l. c. hat sich in den Alpen sogar ein dreimaliges, durch 2 Interglazialzeiten unterbrochenes Vordringen der Gletscher vollzogen.

Gliederung des alpinen Glazialdiluviums.

4. Endmoränen und obere Glazialschotter (Rückzug der Gletscher).

3. Grundmoränen und untere Glazialschotter. Innerer Glazialgürtel des Alpenvorlandes (zweite Vergletscherung).

2. Schieferkohlen des Allgäu und der Nordschweiz. Höttinger Breccie (Interglazialgebilde).

1. Grundmoränen im Liegenden der Schieferkohlen; Schotter, Diluviale

*) C. W. Gümbel. Über Gletscher-Erscheinungen im Etsch- und Innthale. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. München. Juli 1872. S. 223. — R. Lepsius. Das westl. Süd-Tirol. Berlin 1878. S. 139.

Nagelfluh; Schwarzeubacher Glazialthon mit Salix polaris, Betula nana und anderen polaren oder hochalpinen Pflanzen (Nathorst). Äußerer Moränengürtel des Alpenvorlandes (erste Vergletscherung).

Außer dem Inlandeise, welches fast ganz Norddeutschland, ferner Britannien, die Alpen und deren Vorlande, also den größten Teil Europas bedeckte, erzeugten auch noch viele **Mittelgebirge** während der Glazialzeit Gletscherströme von z. T. nicht unbeträchtlichen Dimensionen. Hierher gehören in erster Linie die Pyrenäen*) (u. a. mit dem Argelès-Gletscher von 52 km und der Garonne-Gletscher von 70 km Länge und 700 m Maximaldicke), ferner die Sierra Nevada und Sierra Guadarrama in Spanien, Corsica, Teile des nördlichen Apennin, das französische Zentralplateau, der Jura, die Vogesen, der Schwarzwald, das Erzgebirge, die Hohe Tatra**), der Kaukasus, der Timan und der nördliche Teil des Ural (Nikitin). Ebenso bildeten die Fär Öer ein selbständiges Glazialgebiet mit radiärer Gletscherbewegung.

Auf dem **nordamerikanischen Kontinente** finden sich Glazialablagerungen in ganz Canada, von wo aus sie sich über Neu-England, New-York und Long-Island, Michigan, Wisconsin und Minnesota bis jenseits des Mississippi ausdehnen und nach Süden zu bis nach New-Jersey, in das südliche Pennsylvania, Ohio, Indiana, Illinois und Jowa, also ungefähr bis zum 39. Breitengrade reichen. Das nordamerikanische Inlandeis erstreckte sich somit mehr als 1000 km weiter nach Süden, als das entsprechende nordeuropäische, nämlich bis in die Breite von Sicilien. Auch innerhalb dieses Glazialgebietes lassen sich Moränen- und Glazialschutt-Absätze einer älteren und einer zweiten Invasion des Eises unterscheiden, von denen die ersteren weiter nach Süden reichen als die letzteren. Der südliche Rand dieser jüngeren Glazialablagerungen wird durch eine mannigfaltig gegliederte und geformte großartige Endmoräne markiert, ist vielfach ein- und ausgebuchtet und läuft vom heutigen Baltimore aus in westlicher Richtung bis zum Mississippi und wendet sich dann nordwestlich durch Dakota in das brittische Nordamerika, um hier die Rocky-Mountains entlang wieder nach Süden umzubiegen. Innerhalb des äußeren, also älteren Glazialgürtels liegt südlich vom Lake Superior eine etwa 350 km lange und bis 180 km breite, trotz ihrer tiefen Lage eisfrei gebliebene »Driftless Area«***). Die von diesen Eisdecken zurückgelassenen Glazialablagerungen und zwar namentlich der Boulder clay (die alte Grundmoräne) beschränken sich nicht auf das Flach-

*) A. Penck. Eiszeit in den Pyrenaen. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde. Leipzig 1883.

**) J. Partsch. Die Gletscher d. Vorzeit i. d. Karpathen u. Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882.

***) Über die nordamerikan. Glazialerscheinungen siehe namentlich: Chamberlin u. Salisbury. VI. Ann. Rep. U. St. geol. Surv. Washington 1886. S. 199 und Chamberlin VII. Ann. Rep. Washington 1888. S. 150.

und Hügelland, sondern steigen z. B. in Neu-England am Mt. Washington und an den Green-Mountains bis über 1700 m hoch. Alte Flussthäler werden von ihnen vollkommen ausgefüllt, so dass die Flüsse nicht selten aus ihrem früheren Laufe vollständig verdrängt wurden, wie dies z. B. beim Niagara geschehen. An zahllosen Stellen machen sich Friktionserscheinungen in großartiger Weise geltend. Ausgedehnte Gesteinsflächen sind spiegelglatt geschliffen, dann fein gestreift und tief gefurcht worden. Die Oberfläche gewisser Quarzitkuppen am Oberen See ist so glatt, dass das Gehen auf dem nackten Fels beschwerlich fällt. Jedoch ist diese Polierung nur auf die nördlichen Abhänge und auf die Gipfel der Hügel, also auf die Stoßseite derselben beschränkt, während die südlichen Abfälle rauh und zackig geblieben sind. Über jene geschliffenen Nordabhänge ziehen sich bis fußtiefe und -breite Schrammen, oft eine neben der anderen hin.

Auf die aus Boulder clay, Sanden, Granden und erratischen Blöcken bestehenden nordischen Glazialgebilde Nordamerikas folgen in den östlichen Teilen Canadas und der Vereinigten Staaten marine Ablagerungen, nämlich arktische Ledathone, welche bis zu Höhen von 200 m ansteigen, und Sande mit Saxicava, — im Innern des Kontinentes hingegen Grande und lockerer Glazialschutt (entsprechend unserem Geschiebedecksande) und großartige Terrassensysteme, welche die Thäler begleiten und die Seen umgürten. Die jung- und postglazialen Ablagerungen der Diluvialzeit werden als Champlainformation bezeichnet.

Die Rocky Mountains und die Sierra Nevada bildeten außerdem selbständige Vergletscherungsherde.

Diluviale Kalktuffe, Knochenhöhlen, Löfs und Schotter. Die Gesteinsbildungen der Diluvialzeit auf den nicht oder nicht mehr mit Eis bedeckten Landstrichen bestehen aus Kalktuffen, Torf, Knochen führenden Ablagerungen in Höhlen und Spalten, Flusskiesen und -lehmen nebst dem Löß.

Diluviale Kalktuffe finden sich beispielsweise bei Burgtonna, Mühlhausen und Weimar in Thüringen, wo sie flache und schluchtartige Einsenkungen im Muschelkalk in horizontalen Bänken ausfüllen und z. T. auf altem Glazialschotter auflagern. Gewisse Schichten derselben sind voll inkrustierter Blattabdrücke von Scolopendrium, sowie von Pappeln, Eichen, Buchen, Linden und Weiden, endlich von zum Teil dicht an einander stehenden Rohrstengeln von Arundo. Mit ihnen finden sich*) Skeletteile, Zähne und Geweihstücke von Cervus elaphus fossilis, Ursus spelaeus (Fig. 566), Equus caballus fossilis, Sus proavitus, Elephas primigenius (Fig. 564 u. 565), Rhinoceros tichorhinus (Fig. 568), ferner die Schalen von Helix, Planorbis,

*) A. Portis. Palaeontographica XXV. 1878. S. 141.

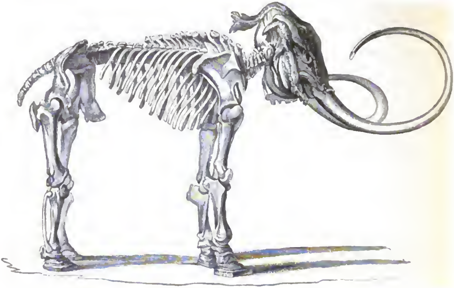


Fig. 564. Das Mammut, Elephas primigenius Blumenb.; vollständiges Skelet.

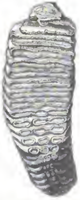


Fig. 565. Backenzahn von Elephas primigenius. Kaufläche.

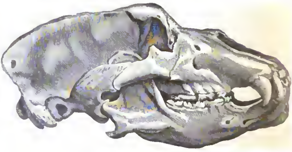


Fig. 566. Ursus spelaeus Rosenm.; Schädel von der Seite.



Fig. 567. Bos primigenius Boj.

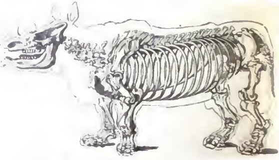


Fig. 568. Rhinoceros tichorhinus Fisch. (Tichorhinus antiquitatis Blum.)

Diluviale Säugetiere.

Limnaeus in außerordentlicher Menge. Ähnliche altdiluviale Süßwasserkalke sind bei Cannstatt in Württemberg bekannt.

Die Reste der oben genannten Säugetiere, namentlich aber von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus finden sich auch in Lehm- und Kiesablagerungen damaliger Flüsse und in Interglazialbildungen Nordeuropas (siehe S. 721, 724 u. 725).

Im Kalktuff und Lehm unter den alten Torfmooren Englands und Irlands und in diesen selbst finden sich außerdem zum Teil vollständig erhaltene Skelete des irischen Riesenelenns (Megaceros hibernicus = Cervus euryceros), das bis zur Spitze seines Geweihes 3—4 m misst, während dieses letztere 2,7 m spannt. Wie in Britannien, so umschließen auch die interglazialen Torflager (Schieferkohle) von Utznach, Dürnten und anderen Orten der Nordschweiz nach Heer neben den Überbleibseln der jetzigen Rottanne, Föhre, Lärche, Eibe, Birke, Eiche uud des Bergahorns zahlreiche Reste von Elephas, Rhinoceros, Bos primigenius, Cervus elaphus und Ursus spelaeus.

In den **Knochenhöhlen** finden sich Säugetierreste oft massenhaft angehäuft. Die meisten dieser Höhlen sind in Gegenden gelegen, deren Untergrund wesentlich von Kalksteinen und Dolomiten zusammengesetzt ist. Sie bestehen der Mehrzahl nach aus verschiedenen, mehr oder minder großen zusammenhängenden Räumen, welche durch enge, zum Teil fast senkrechte Kanäle mit einander verbunden sind (Fig. 569). Der Boden dieser Höhlen ist von rötlichem, sandigem Lehm mit Säugetierknochen bedeckt. Darüber folgt eine schützende, die Erhaltung der Knochen bedingende Decke von Kalksinter, welcher außerdem zuweilen auch noch die Knochenbruchstücke zu einer Breccie zusammenkittet. Die Knochen und Koprolithen der verschiedensten Tiere liegen meist in größter Unordnung durch einander und sind nicht selten dicht auf einander gepackt.

In Deutschland ist es vor allem der fränkische Jura mit seinen Dolomiten, ferner das harzer und das westfälisch-rheinische Mitteldevon, welche derartige Knochenhöhlen bergen, so ersterer die Muggendorfer, Gailenreuther und Hohlefelser Höhlen, der Harz die Baumanns- und Hermannshöhle, Westfalen z. B. den Hohlenstein und die Dechenhöhle. In ihnen sind namentlich die Reste des Höhlenbären (Ursus spelaeus) zu Hunderten angehäuft, so dass z. B. der Gailenreuther Höhle Überbleibsel von über 800 Individuen entnommen worden sind. Neben ihnen, aber freilich an Menge weit zurückstehend, kommen Skeletteile von Hyaena spelaea, Felis spelaea, Canis spelaeus, sowie solche von Rhinoceros, Cervus, Bos u. a. vor.

Die englischen Knochenhöhlen, deren berühmteste die von Kirkdale unweit York, die bei Bristol und die Kentshöhle bei Torquay sind, enthalten, abweichend von der großen Mehrzahl der deutschen, namentlich die Skelete von Hyänen (Hyaena spelaea), während die von Bären und anderen

Tieren stark zurücktreten. In der Kirkdalehöhle waren solche von über 300 Hyänen des verschiedensten Alters, neben ihnen große Quantitäten ihrer Exkremente, die Reste des Elefanten, Tiger, Bär, Wolf, Rhinoceros. Hippopotamus, Büffel, Hirsch enthalten. In ähnlicher Weise herrscht übri-

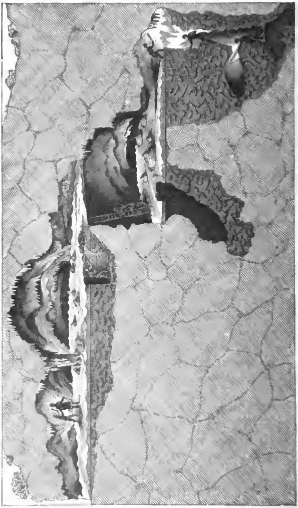


Fig. 569. Senkrechter Durchschnitt der Gailenreuther Höhle in Franken.

gens die Hyäne im Hohlenstein in Westfalen, sowie in der Lindenthaler Höhle bei Gera vor den Bären und anderen Säugetieren vor.

In den Höhlen im Süden Frankreichs ist eine dritte, von der eng-

lischen und deutschen abweichende Fauna begraben, indem sie außerordentlich massenhafte Anhäufungen von Knochen und Geweihen des Renntieres bergen. Ganz analoge Vorkommen sind die Knochenbreccien der am Mittelmeer gelegenen Länder. Sie füllen Spalten der dortigen Kalkgebirge aus und sind von Gibraltar bis nach der Südspitze Griechenlands, sowie auf Corsica, Sardinien und Sicilien an zahllosen Punkten bekannt. Sie bestehen aus einer rötlichen Kalkmasse mit Landschnecken und schneeweißen Knochen von Dickhäutern, Wiederkäuern und Nagetieren, unter denen neben Rhinoceros, Elephas und Hippopotamus namentlich Lagomys Sardus, deren Verwandte jetzt nur noch in Sibirien leben, in erstaunlicher Menge auftritt.

Der **Löß** (s. S. 260) ist innerhalb der weiten Flusswannen, auf den Abdachungen vieler Gebirge und Höhenzüge, sowie auf flachen Plateaus und in seichten Becken während der Diluvialzeit zur Ablagerung gelangt. Er besteht aus einem außerordentlich feinkörnigen Akkumulat von vorwaltenden Quarzkörnchen, nebst minimalen Partikeln von Feldspäten und Glimmer, die eine so geringe Konsistenz besitzen, dass das Gestein mehlartig abfärbt und im Wasser zerfällt. Er hat eine lichtgelblichbraune Farbe, ist von Wurzelröhrchen durchzogen, bildet senkrechte Abstürze, ist meist vollkommen ungeschichtet, zeichnet sich durch seinen Kalkgehalt aus und führt dann eigentümlich gestaltete Mergelkonkretionen, die Lößmännchen, und neben diesen gewöhnlich Gehäuse von Landschnecken, sowie Knochen von Säugetieren, nämlich von Elephas, Rhinoceros und einer Anzahl typischer Steppenbewohner (s. S. 738). Die Landschnecken sind Spezies der Geschlechter Helix, Pupa, Clausilia, Bulimus, Limax, Vitrina; unter ihnen sind Pupa muscorum (Fig. 571), Succinea oblonga, Helix hispida



Fig. 570. Helix hispida Lin.



Fig. 571. Pupa muscorum Lin.

(Fig. 570) die häufigsten und bezeichnendsten. Eine sehr große Verbreitung hat der Löß im Rhein- und Donauthale sowie in den Thälern des Mains und Neckars, deren Fruchtbarkeit er wesentlich bedingt und wo er z. T. in einer Mächtigkeit von 10—15, ja 30 m auf den Kies- und Geröllablagerungen der Thalgehänge aufruht, und durch zahllose Hohlwege in fast senkrechten Wänden entblößt ist. Auch an den Thalgehängen der Elbe in Sachsen, namentlich aber im nördlichen Böhmen, ferner an der Neiße, Mulde, Saale, Unstrut und Werra, sowie auf den angrenzenden oder zwischengelegenen Plateaus ist Löß zur Ablagerung gelangt, beschränkt sich hier also auf die

Landstriche südlich von dem Verbreitungsgebiete der zweiten Vergletscherung. Dasselbe gilt von den Thälern der Oder und Weichsel, an deren Gehängen er bis zu 400 m Meereshöhe emporsteigt und Zonen bildet, welche z. B. bei Oswiencim fast 3 Meilen Breite erreichen können. Von Oberschlesien zieht er sich nach Polen hinein, wo er bei Sandomir eine Mächtigkeit von 30 m besitzt. Meist lagert hier der Löß auf Kies-, Sand- und Schlotterablagerungen auf, welche von den Flüssen der Diluvialzeit z. T. hoch über ihrem jetzigen Strombette zurückgelassen worden sind, steigt aber von hier aus die Gehänge der Thalwannen hinauf bis auf die benachbarten Plateaus und Hügelländer. Sehr gewöhnlich ist hier die Erscheinung, dass er sich an die Unebenheiten des Untergrundes nur einseitig und zwar an deren der herrschenden Windrichtung abgewandten Abhängen, also im Windschatten anlegt, während er an der der wegwehenden Wirkung des Windes ausgesetzten Thalwandung oder Hügelflanke fehlt oder nur geringe Mächtigkeit besitzt.

Der Löß dürfte in der Mehrzahl seiner Verbreitungsgebiete äolischer Entstehung sein* . Das vom Winde abgesetzte und allmählich zu mächtigen Ablagerungen emporwachsende Lößmaterial jedoch scheint, wenigstens in Deutschland, häufig glazialen Ursprung zu besitzen und dann teils aus der Zusammenwehung der durch periodisch anschwellende Schmelzwasserströme abgesetzten Gletschertrübe, — teils aus der Deflation (S. 261) eigentlicher Glazialablagerungen (namentlich der Grundmoräne) hervorgegangen zu sein (so am Südrande des nordeuropäischen Glazialgebietes). Für den Löß einzelner dieser Areale wird jedoch dessen Entstehung durch Absatz aus Staubecken der glazialen Schmelzwasser festgehalten.

Als charakteristisches Beispiel der Gliederung und Verbandverhältnisse des Lößes und der mit ihm verknüpften Diluvialablagerungen innerhalb der großen Flussthäler Zentraleuropas kann das Diluvium des Rheinthales gelten.

Das Diluvium des Oberrheinischen Tieflandes. Nach E. Schumacher (l. c.) u. A. Andreae.

6. Jüngerer Deckenlöß. Zu oberst lehmig verwittert, zu unterst sandig. Mit Helix hispida, Succinea oblonga, Pupa muscorum.

* Siehe S. 260. Ferner A. Jentzsch. Über den Loß. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1872. Bd. VI. S. 38. — E. Tietze. Jahrb. d. k. k. geol. Ra. 1877. S. 341. — A. Penck. Mensch u. Eiszeit. Archiv f. Anthrop. Bd. XV. Heft 3. Braunschweig 1884. — F. Wahnschaffe. Quartärbildungen d. Umgegend von Magdeburg. Berlin 1885. S. 65. — Die loßart. Bildungen etc. Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 353. — Beitrag z. Loßfrage. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 328. — A. Sauer. Äol. Entsteh. d. Löß am Rande d. norddeut. Tiefebene. Z. f. Naturw. Halle a. S. 1889. S. 1. — A. Leppla. Zur Loßfrage. Geogn. Jahreshefte II. Kassel 1889. S. 176. — E. Schumacher. Bildung u. Aufbau d. oberrhein. Tieflandes. Mitt. d. geol. Landesunters. v. Els.-Lothr. II. Straßburg 1890. S. 184 u. a.

5. Sandlöß, ein Löß mit Neigung zu sandiger Ausbildung, oft feinschichtig, streifig, mit Lagen und Nestern von Sand. Mit menschlichen Spuren, viel Süßwasserconchylien (Limnaea, Planorbis). Fluviatil.

4. Vogesensande und -kiese, mit Elephas primigenius, Bos primigenius, Rhinoceros, Hyaena, Equus, sowie mit rohen Steinwerkzeugen.

3. Älterer Löß; zu oberst entkalkt, lehmig, humos; lokal mit Asche und Holzkohle.

2. Glimmerreiche, graue Sande, kalkhaltig. Mit Land- und Süßwasserconchylien (vergl. A. Andreae. Abh. z. geol. Spezialk. v. Els.-Lothr. B. IV. H. 4. 1884).

1. Altdiluviale Kiese und Sande. Rheinkiese.

Das Diluvium am Südrande des Taunus. Nach Koch, Sandberger und Chelius.

6. Jüngerer Löß, gelb, kalkreich; oben braun, humos (Lößlehm).

5. Lößsand, gebändert und geschichtet, mit Süßwasserconchylien.

4. Sande und Schotter.

3. Älterer Löß, hellgelb; oben kalkfrei, braun (vergl. C. Chelius N. Jahrb. 1891. I. S. 103, sowie Notizbl. Ver. f. Erdkunde Darmstadt. V. 1884. S. 1).

2. Mosbacher Sande (Reichstetter und Lingolsheimer Sande und Kiese bei Straßburg); bei Darmstadt bis 100 m mächtig; bis 120 m über den Rheinpegel aufsteigend; namentlich bei Mosbach mit Felis spelaea, Ursus spelaeus, Hippopotamus major, Rhinoceros Merki, Elephas primigenius, Cervus tarandus, Bos primigenius, Equus caballus, Arctomys marmotta; reich an Süßwasser- und Landmollusken: Unio, Anodonta, Pisidium, Valvata, Planorbis, Limnaeus, Succinea, Pupa, Clausilia, Helix, Hyalina in vielen Arten. Vereinzelt Knochen- und Geweihstücke mit Spuren menschlicher Bearbeitung.

1. Ältere Flussschotter und -sande, Taunusschotter, mit scharfkantigen Gesteinsblöcken, bis 400 m über den Rheinpegel ansteigend; Mainische Geröll- und Blocklager; ohne organische Reste.

Über den allgemeinen Charakter der Fauna Zentraleuropas während der Diluvialzeit*). Wie aus der allgemeinen Vergletscherung

*) A. Nehring. Die quatern. Faunen von Thiede u. Westeregeln. Arch. f. Anthropol. Bd. X. S. 359. Bd. XI. S. 1. Braunschweig 1878; — Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 468; — Verhandl. d. Berlin. anthrop. Gesellsch. 1882. H. 4. 11. März; — Kosmos. Bd. VII. 1883. S. 173; — Tagebl. d. 57. Vers. deutsch. Naturf. 1884. S. 157; — Geolog. Magazine 1883. p. 51. — N. Jahrb. 1889. I. S. 66. — J. N. Woldrich. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXXII. Juni 1880; Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1880. Nr. 15. S. 284. — Ders. Die diluviale europ.-asiat. Säugetierfauna. Mém. Acad. St. Pétersbourg. 1887. XXXV. — F. Sandberger. Verhandl. d. phys.-med. Gesellsch. Würzburg. N. F. Bd. XIV. 1879. S. 1.

unseres Kontinentes zu erwarten, besitzt die mitteleuropäische Tierwelt der Glazialzeit einen ausgesprochenen arktischen Charakter, welcher sich in der Verbreitung einer Anzahl spezifisch nordpolarer Tierformen über ganz Mitteleuropa kundgiebt. Zu diesen gehören vor allem: das Renntier (Rangifer groenlandicus und tarandus), der Moschusochse (Ovibos moschatus), der Schneehase (Lepus variabilis), der Lemming (Myodes obensis und M. lemmus), das nordischste aller Landsäugetiere, der Halsbandlemming (Myod. torquatus), der Eisfuchs (Canis lagopus und der Vielfraß (Gulo luscus), sowie die Schneeeule (Strix nyctea) und das Moorschneehuhn (Lagopus albus).

Auf diese arktische Fauna, die vollkommen mit der Vereisung ihrer Umgebung in Einklang stand, folgte eine charakteristische Steppenfauna, welche namentlich die nach dem Rückzuge des Eises bloßgelegten, der Waldvegetation noch entbehrenden plateauartigen und flachhügeligen Landstriche bevölkerte und der Tierwelt der jetzigen südwestsibirischen Steppen entsprach. Ihre namentlich im Löß vorkommenden Hauptvertreter sind: Alactaja jaculus (Pferdespringer), Spermophilus altaicus (Steppenziesel), Arctomys bobac (Bobac), Lagomys pusillus (Zwergpfeifhase), Arvicola ratticeps (nordische Wühlratte), Arv. gregalis (sibir. Zwiebelmaus), Antilope saiga. Zu ihnen gesellen sich die zwar nicht geradezu für die Steppen charakteristischen, aber doch dort zahlreich lebenden Iltis, Hermelin, Wolf, Wildpferd, Trappe u. a.

Neben allen diesen Charaktertieren unserer heutigen Polar- und Steppenländer wurde Mitteleuropa damals noch bewohnt von Elephas primigenius (Mammut), Elephas antiquus, Rhinoceros tichorhinus (wollhaariges Rhinoceros), Rhin. Merkii, Bos primigenius (Urstier), Bison priscus (Auerochs), Cervus euryceros (megaceros), Cerv. alces (Elenn), Ursus spelaeus (Höhlenbär), Ursus arctos, Hyaena spelaea, Equus caballus fossilis, Felis spelaea u. a. Das gemeinsame Vorkommen von Rhinoceros und Elephas, welche heute auf die heißen Regionen beschränkt sind, mit echt arktischen Tieren verliert sein Auffallendes, seit man weiß, dass die genannten Dickhäuter ein dichtes wolliges Haarkleid zum Schutze gegen die Kälte trugen, also für den Aufenthalt im kalten Norden besonders eingerichtet waren.

Verlassen wir Europa und werfen einen raschen Blick auf die Diluvial-Faunen anderer Kontinente. Merkwürdig ist das massenhafte Vorkommen von Skeletteilen des Elephas primigenius in Nordsibirien, dessen Diluvialboden von Mammutknochen ganz durchsäet ist, und wo so viele fossile Stoßzähne gewonnen werden, dass ein sehr bedeutender Teil alles in den Handel gebrachten Elfenbeines von dort stammt, — Beweise dafür, dass

jene Gegenden während der Diluvialzeit Haupttummelplätze des Mammuts waren. An der Mündung der Lena wurde im Anfang dieses Jahrhunderts der Kadaver eines Mammuts in dem gefrorenen Boden gefunden. Es maß bis zur Schwanzspitze 5,5 m und war 3,1 m hoch. Seine Haut war von dichtem Haar bedeckt, welches am Halse und auf dem Rücken eine lange, vielleicht bis an die Knie reichende Mähne bildete (Fig. 572); sein Fleisch war so gut erhalten, dass es Wölfen und Hunden zum Fraß diente, sein Schädel enthielt noch Hirnreste und den vertrockneten Augapfel, zwischen seinen Zähnen fanden sich Reste von nordischen Pflanzen, die ihm zur Nahrung gedient hatten. Später tauchte an der Tasbucht der Kadaver eines zweiten, mit Haut und Haar erhaltenen Mammuts aus der gefrorenen Erde infolge des Tauens derselben hervor. Man hat die Zahl der Mammutindividuen, von denen die in den letzten 200 Jahren durch Tauen des Bodens hervorgetretenen und durch die Gewässer ausgewaschenen Skeletteile herrühren, auf 20 000 geschätzt. Auch der mit Fleisch, Haut und Haaren versehene Kadaver eines zweihörnigen Rhinoceros wurde gegen Ende des vorigen Jahrhunderts in dem gefrorenen Boden Sibiriens gefunden und zum Teil nach Petersburg gebracht.

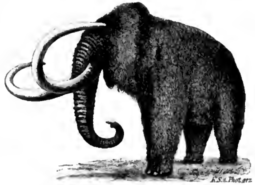


Fig. 572. Elephas primigenius Blum. Rekonstruiert nach sibirischen Kadavern.

Aus den Löß-, Kies- und Moorablagerungen des nordamerikanischen Diluvialkontinentes stammen die Reste eines riesigen Mastodons (Mastodon giganteum, Fig. 573), von welchem man den Torfmorasten der Staaten New-York, New-Jersey und der Ufer des Missouri eine Anzahl ganz vollständig erhaltener Skelette entnommen hat. Ihre Höhe beträgt fast 4 m, die Länge ihres Körpers gegen 6 und die ihrer Stoßzähne 4 m; Reste des Magens mit Überbleibseln von unverdauten Pechtanne- und Kieferzweigen fanden sich in dem Raume zwischen den Rippen eines der Tiere. Während das Mastodon namentlich in der nördlichen Hälfte des nordamerikanischen Diluvialkontinentes gelebt zu haben scheint, war die südlichere Partie desselben von Elephas americanus bevölkert. Mit ihnen vergesellschaftet kamen gigantische Hirsche, Renntiere, Elenn, Beutelratten, Nabelschweine, Bisamochsen, Pferde, Biber, Löwen und Bären, endlich im Süden der Vereinigten Staaten Faultiere (Mylodon, Megalonyx,

Megatherium) vor, während einige der gewöhnlichsten europäischen Diluvialformen, wie Rhinoceros, Hippopotamus, Hyäne und Lemming fehlen. Dafür existieren jedoch einige in Europa seit der Tertiärperiode erloschene Gestalten noch fort, so außer dem erwähnten Mastodon namentlich das Hipparion (siehe S. 692). Auffällig ist die Häufigkeit der **Pferde** im Diluvium Nordamerikas, wo sie durch 6 Spezies vertreten sind, aber bald ausgestorben

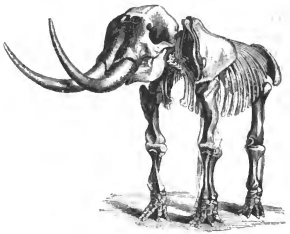


Fig. 573. Mastodon giganteum.
Aus dem nordamerikanischen Diluvium.

sein müssen, da die Ahnen der jetzt in Amerika lebenden Pferde von Europa importiert sind, also eine zweite, mit der ersten in keiner Verbindung stehende Pferdefauna repräsentieren. Übrigens lässt die Zusammensetzung der diluvialen Tierwelt Nordamerikas schließen, dass dieser Kontinent damals in Zusammenhang mit der alten Welt sich befunden habe, woraus sich die gleichwertige Beteiligung des Mammuts, Elentieres, Renntieres, Bisamochsen und Pferdes an der beiderseitigen Fauna erklärt, während die nordamerikanischen Faultiere von Süden her eingewandert zu sein scheinen.

Gleichalterige äolische Löße mit eingelagerten fluviatilen Sanden, reich an Resten von Säugetieren, bilden die ausgedehnten Ablagerungen der **Pampas des Laplata in Südamerika** und haben in Columbia, Ecuador, Peru, Bolivia und Chili eine weite Verbreitung*). In der südamerikanischen

*) H. Burmeister. Die fossilen Pferde d. Pampasformation (nebst Übersicht d. gesamten Säugetierfauna). Buenos Ayres 1875 (auch in Stuttgart). — S. Roth.

Säugetierfauna ziehen neben Bibern, Pferden, Tapiren, Lamas, Mastodonten, Wölfen, Panthern und breitnasigen Affen namentlich die riesigen Faultiere (Megatherium, Mylodon, Megalonyx) und Gürteltiere unsere Aufmerksamkeit auf sich, während die auffälligsten und gewöhnlichen Diluvialtiere Europas, der Elefant, das Rhinoceros und Flusspferd, vollständig fehlen. Das Megatherium (Fig. 574) war bedeutend größer, als das Rhi-

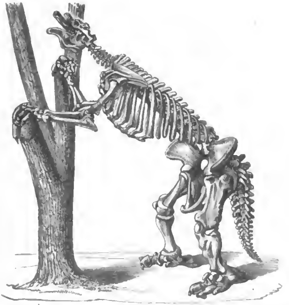


Fig. 574. Megatherium Cuvieri Desm. Aus der Pampasformation von Argentinien.

noceros, und übertraf an Masse jedenfalls mehr als hundertfach irgend einen der lebenden Vertreter der Edentata; sein Oberschenkelknochen war etwa dreimal so dick, wie der eines Elefanten und zwar nur doppelt so lang als dick; seine Füße waren plump und massenhaft und mit gewaltigen Krallen bewaffnet, der zur Stütze dienende Schwanz hat eine kolossale Ausbildung erfahren. Im Gegensatze hierzu war der Kopf sehr klein. Aller Wahrscheinlichkeit nach richtete das Riesenfaultier seinen Vorderkörper, indem es sich auf Schwanz und Hinterfüße stützte, in die Höhe und riss mit seinen Vorderfüßen Zweige zu seiner Nahrung herunter. Das Glyptodon

Entstehung u. Alter d. Pampasformation. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 375. — W. Branco. Über eine fossile Säugetierfauna von Punin in Ecuador. Paläont. Abhandl. Bd. I. H. 2. Berlin 1883.

(Fig. 575) war ein riesiges Gürteltier. Es besaß, von der Schwanzspitze bis zum Kopfe gemessen, 3 m, sein starrer, nicht zusammenrollungsfähiger, schildkrötenähnlicher Panzer gegen 2 m Länge. Es bewohnten also schon zur Diluvialzeit Faultiere und Armadille denselben Kontinent, dessen lebende

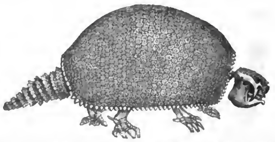


Fig. 575. Glyptodon reticulatus Ow. Pampasformation von Argentinien.

Säugetierwelt durch Faultiere, Gürteltiere und Ameisenfresser ihren so spezifischen Charakter erhält. Haben wir nun bereits oben gesehen, dass einige Faultiere aus ihrer südlichen Heimat nach Nordamerika auswanderten, um jedoch dort bald auszusterben, so stammen umgekehrt die diluvialen Mastodonten, Pferde und Tapire der Pampas aus dem Norden.

In Australien waren die dasselbe in der posttertiären Zeit bewohnenden Säugetiere, gerade wie sie es jetzt sind, ausschließlich Beuteltiere,



Fig. 576. Diprotodon australis Ow. Australien.



Fig. 577. Dinornis parvus Ow. Neuseeland.

nur sind ihre heutigen Vertreter Zwerge im Vergleiche mit ihren Vorfahren. So war das Diprotodon (Fig. 576) so groß wie ein Hippopotamus, sein Schädel allein besaß eine Länge von einem Meter, mit seinen gewaltigen meißelartigen Schneidezähnen konnte es selbst große Bäume zu Falle bringen.

In Neu-Seeland endlich hausten 3 bis 4 m hohe straußähnliche Riesenvögel, die Moas (Dinornis, Fig. 577), während Säugetiere eben so wenig wie jetzt vertreten waren. Überall findet das Gesetz der Succession gleicher Typen Anwendung.

Dass der **Mensch** bereits ein Zeitgenosse jener diluvialen Tierwelt und somit eine Augenzeuge wenigstens der zweiten Vergletscherung der nördlichen Hemisphäre war, darüber können Zweifel nicht mehr obwalten. Hat man doch in dem Diluvialschotter verschiedener Gegenden, so bei Abbeville im Thale der Somme, bei St. Acheul unweit Amiens, bei Châtillon sur Seine, bei Précy im Oisethale, bei St. Prest an der Eure, bei Hoxne in England aus Stein angefertigte, aber noch sehr rohe Werkzeuge, also die ersten Spuren der Existenz des Menschen, und in den darüber liegenden Schichten Überbleibsel, namentlich Zähne von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Hippopotamus major und Cervus megaceros gefunden, — und sind endlich in zahlreichen Höhlen, sowie im Kalktuff und Löß Deutschlands, Englands, Belgiens und Frankreichs Spuren der Thätigkeit und Reste des Menschen in einer solchen Art und Weise mit Überbleibseln der Tiere der Glazialzeit vergesellschaftet vorgekommen, dass eine andere Erklärung als die ihrer gleichzeitigen Existenz nicht möglich ist. Man bezeichnet die Periode der Erdentwickelungsgeschichte, aus welcher jene lediglich aus Stein, Horn und Knochen hergestellten, äußerst rohen, stets gleichgeformten und mit den Resten von diluvialen Tieren vergesellschafteten Waffen und Gerätschaften stammen, als ältere oder diluviale Steinzeit.

Einer der wichtigsten, die Gegenwart des Menschen während der Eiszeit beweisenden Fundpunkte war ein Graben im Torfmoore an der Quelle der Schussen, eines bei der Prämonstratenser Abtei Schussenried unweit Saulgau entspringenden, dem Bodensee zufließenden Baches. Hier hat sich nach Fraas*) folgendes Profil ergeben (Fig. 578): Zu oberst liegt Torf *e*, zum Teil mit viel Kies *f* gemengt, und wird unterteuft von einem 1 bis 2 m mächtigen Lager von weißlichgelbem Kalktuffe *c* mit Pupa muscorum Nils., Helix pulchella Drap., Helix hispida Lim., Clausilia obtusa Pf. und Pisidium fontinale Pf., wodurch sich der Kalktuff als diluvial

*) O. Fraas. Die neuesten Erfunde an der Schussenquelle. Württemb. naturw. Jahresheft. 1867. Heft 1. Siehe auch Archiv f. Anthropologie. 1867. Heft 3. S. 29.

herausstellt. Von ihm scharf getrennt, zum Teil, nämlich bei *d* über, zum Teil und zwar links bei *b* unter ihm, liegt eine Schicht dunkelbraunen Mooses von so vortrefflicher Erhaltung, dass es wie frisch erscheint. Es sind lauter nordische und hochalpine Formen, z. B das lappländische und

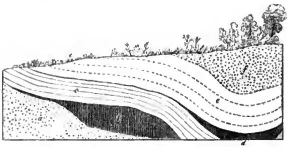


Fig. 578. Profil bei Schussenried. Nach *Fraas*.
a Kies; *b* und *d* Kulturschicht von Schussenried; *c* diluvialer Kalktuff; *e* Torf; *f* Kies.

grönländische Hypnum sarmentosum und groenlandicum, sowie Hypnum fluitans var. tenuissimum, jetzt nur alpin und im arktischen Amerika vorkommend. Dieses Moos, welches mit Sand vermischt ist, bildet zusammen mit einem Haufwerke von Knochen abgeschlachteter Tiere und von Produkten menschlicher Kunstfertigkeit die Kulturschicht von Schussenried, welche augenscheinlich eine zum Anhäufen der Abfälle der Küche und des täglichen Lebens benutzte Grube in dem darunter liegenden Kiese *a* ausfüllt und eine Ausdehnung von etwa 40 Quadratruten und eine Tiefe von 1 bis 2 m besitzt. Mit dem arktischen Charakter der genannten, wohlerhaltenen Moose stimmt der Charakter der tierischen Reste. Weitaus alle übrigen an Menge übertreffend ist das Renntier, während von anderen Hirschen keine Spur vorhanden ist, so wenig wie heute der Edelhirsch mit dem Renntier je zusammen vorkommt. Neben letzterem haben sich bei Schussenried gefunden: Skeletteile des Pferdes, des Vielfraßes (Gulo spelaeus), eines nordischen Bären (Ursus arctos), des Wolfes, des Eisfuchses und Goldfuchses, des Hasen, des Singschwanes und mehrerer Moorenten. Alles besitzt einen hochnordischen Typus und weist darauf hin, dass zur Zeit der Anhäufung jener Kehrichtmasse ein Klima geherrscht hat, welches heute unter dem 70. Grad nördl. Breite beginnt und in unseren Breiten an der Grenze des ewigen Schnees und Eises herrscht, dass, mit anderen Worten, die jene Kulturschicht bildenden Abfälle aus der Eiszeit stammen. Auch der Mensch lebte damals bereits in jenen Gegenden. Wurden auch noch keine Skeletteile desselben gefunden, so zeigen sich doch Spuren seiner Thätigkeit in den aufgeschlagenen Markröhren und Schädeln der Renntiere und Pferde, in den bearbeiteten Geweihen der ersteren, in den

Werkzeugen von Flint, in den vom Feuer geschwärzten Schiefer- und Sandsteinplatten, welche die Stelle der Schüsseln und Pfannen vertraten, in den hölzernen und beinernen Nadeln, in den Knollen von roter Farbe, wie sie augenscheinlich zum Bemalen des Körpers benutzt wurden. Der Schwaben zur Eiszeit bewohnende Mensch stand auf einer noch sehr niederen Kulturstufe, war ihm doch die Benutzung von Metallen noch durchaus ebenso fremd, wie die Töpferei.

Überraschende Proben der Kunstfertigkeit dieser Urbewohner Europas lieferte das Kessler Loch bei Thayngen unweit Schaffhausen, wo man in einer von Kalksinter bedeckten Kulturschicht neben zahlreichen Renntierknochen und Feuersteinsplittern auf Rennhorn eingeritzte Zeichnungen von Renntieren und Pferden, sowie Hornschnitzereien, welche die Köpfe des Moschusochsen und des Pferdes darstellen, auffand*).

Ebenso instruktiv wie die Aufschlüsse von Schussenried sind die von Fraas gemachten Funde im Hohlefels im schwäbischen Achthal. Dem Modergrunde dieser Höhle entstammen Feuersteinmesser der ältesten, rohesten Form, an der Wurzel durchbohrte Schneidezähne des Renntieres und des Pferdes, Bärenskelette, zugespitzte Renntiergeweihe, Skeletteile von Elefanten, Rhinoceros, Renntieren, Antilopen und gewaltigen Katzen, welche letztere den Königstiger um $^1/_3$ seiner Größe übertreffen. Augenscheinlich war die Jagd der Mittelpunkt des Lebens der alten Höhlenbewohner, das Ziel ihrer Jagd aber der Bär und zwar der echte Ursus spelaeus. Die Skeletteile dieses über 3 m langen Höhlenbären liefern nun den interessanten Beweis, dass derselbe von Menschen erschlagen und zerlegt wurde. Der Schädel ist stets mit Gewalt zerklopft, der Unterkiefer herausgenommen und als axtartiges Werkzeug benutzt, die markhaltigen Röhrenknochen sind geöffnet, die Wirbel entzwei geschlagen und schließlich sind die Rippen mit großer Sorgfalt zu Pfeilspitzen gespalten. Um die Bärenkiefer zu kurzen, fasslichen Instrumenten und Handwaffen umzugestalten, wurde der aufsteigende Ast derselben weggeschlagen und so eine bequeme Handhabe hergestellt, während der spitze Eckzahn, dessen Eindrücke man in vielen anderen damit bearbeiteten Knochen wiedererkennt, als eigentliche Axt diente. Auch hier liegen also die untrüglichen Beweise des Zusammenlebens des Menschen und der Fauna der Glazialzeit vor.

Zu ähnlichen Resultaten haben nach Zittel und von Dechen die Ausgrabungen in der Räuberhöhle unfern Regensburg und in der Balver Höhle auf der rechten Seite der Hönne geführt. Dort fanden sich in den zum Teil humusreichen, zum Teil mit Kalk- und Sandsteingeröllen gemengten Lehmschichten, welche den Boden der Höhle bedeckten, neben

*) L. Rütimeyer. Arch. f. Anthropol. Bd. VIII. S. 122 u. Korr.-B. d. Deutsch. Gesellsch. f. Anthrop. 1877. Nr. 9 u. 10.

Resten von Equus, Sus, Mustela, Castor, Rangifer, Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Ursus spelaeus, Hyaena spelaca, Felis spelaea Bruchstücke roh gearbeiteten Töpfergeschirres, bearbeitete oder verkohlte Knochen- oder Geweihstücke, rohe Werkzeuge aus Kieselschiefer und Feuerstein, bearbeitete Stücke von Kieselschiefer und Sandstein und endlich Holzkohlen.

In Norddeutschland wies Nehring in der Gegend von Wolfenbüttel Feuersteininstrumente und Holzkohlenstückchen neben Skeletteilen des Lemming, Pfeifhasen, Rhinoceros, Elephas, Hyaena spelaea, Felis spelaea u. a. nach. Viele der größeren Röhrenknochen und der Schädel zeigten sich gewaltsam zertrümmert*). Ganz ähnliche Resultate ergab die reiche Ausbeute der Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera, der Einhornhöhle bei Scharzfels am Harz und zahlreichere anderer Höhlen Deutschlands.

Ferner sind von Dupont in der Umgegend von Namur und zwar in den felsigen Thalgebieten der Maas und ihrer Nebenflüsse gegen 60 Höhlen untersucht worden. Der Kies und Flussschlamm, welcher ihren Boden hoch bedeckte, enthielt außerordentlich zahlreiche, zum Teil von Menschenhand aufgeklopfte Knochen des Höhlenbären, der Höhlenhyäne, des Renntiers, des Mammuts, des Rhinoceros, des Ur und der Gemse, zugleich aber neben vereinzelten Teilen menschlicher Skelette etwa 24 000 behauene Feuersteinwerkzeuge.

Ein ganz ähnliches Beweismittel liefert eine Elfenbeinplatte, welche im Perigord an der Dordogne gefunden wurde (Fig. 579). Auf ihr sind



Fig. 579. Elfenbeinstück mit Zeichnung eines Mammuts.

auf das unverkennbarste mehrere Mammute in vollem Laufe dargestellt; die krummen Stoßzähne und kleinen Ohren, wodurch das Mammut vom Elefanten abweicht, sind getreu wiedergegeben, ebenso die auffallend langen Mähnen, welche am Halse und Bauche bis zu den Knien herabhingen. Auch die Funde von mit Knochen von Flusspferden, Mammuten und Nashörnern

*) A. Nehring. Die quart. Faunen von Thiede und Westeregeln. Braunschweig 1878. — Derselbe. Verhandl. d. k. k. Reichsanst. 1880. Nr. 12. S. 209.

vergesellschafteten rohen Feuersteininstrumenten und Stücken von Holzkohle in diluvialen Löß-, Lehm- und Kiesablagerungen, wie sie aus dem Rhein-, Somme- und Eurethal, aus Suffolk u. a. O. bekannt geworden sind, weisen auf die Gleichzeitigkeit der Existenz der Diluvialtiere und des Menschen hin.

Wie gesagt, sind Skeletteile des Menschen in keiner der oben kurz beschriebenen Knochenhöhlen gefunden, nur die Spuren menschlicher Thätigkeit sind uns in ihnen überliefert und beweisen, dass der Mensch bereits in jenen grauen Zeiten gelebt hat. Andere Aufschlusspunkte liefern jedoch auch die sonst vermissten Skeletteile des diluvialen Menschen. So fand man bei Abbeville in der Picardie neben roh geschlagenen Feuersteinen und bearbeiteten Rhinocerosknochen einen Unterkiefer und mehrere Knochen des Menschen, bei Aurignac in der Haute Garonne neben aufgeschlagenen Renntier-, Rhinoceros- und Riesenhirschknochen 17 der Wissenschaft leider wieder verloren gegangene menschliche Skelette, im Neanderthal einen Schädel, in Höhlen bei Lüttich und im Löß von Egisheim bei Colmar Schädelfragmente, ferner im Département de la Dordogne Skeletteile von wenigstens fünf Individuen, — jedoch sind alle diese Funde zu fragmentar und vereinzelt, um allgemeine Folgerungen auf den anatomischen Bau der Bewohner Europas während der diluvialen Zeit zu gestatten. Nur auf ihre Lebensweise können wir schließen. Jene ältesten nachweisbaren Menschen waren Höhlenbewohner auf der denkbar niedrigsten Stufe der Kultur, die Benutzung der Metalle war ihnen durchaus, die Töpferei zum größten Teile vollkommen unbekannt, ihre Werkzeuge und Waffen waren roh behauene Feuersteine und grob bearbeitete Knochen, an Stelle aus Thon gefertigter Kochgefäße bedienten sie sich Schiefer- und Sandsteinplatten, Ackerbau war ihnen noch fremd, allein Jagd verschaffte ihnen ihren Lebensunterhalt, welchen sie sich in gefährlichem Kampfe mit den gewaltigsten und reißendsten Vertreten der Tierwelt mit Waffen armseligster Art erringen mussten. Zugleich hatten sie einem weit kälteren Klima zu trotzen, als es heute in Zentraleuropa heimisch ist.

Die Dauer dieser älteren Steinzeit muss eine außerordentliche gewesen sein, denn bis zum Beginne der jüngeren Steinzeit, mit einer der heutigen so nahestehenden Tier- und Pflanzenwelt haben sich die klimatischen Verhältnisse und mit ihnen die Bewohner der alten Kontinente umgestaltet und sind wesentlich die der Jetztzeit geworden.

Die Gesteinsablagerungen, welche sich seit dem Verschwinden der diluvialen Tierwelt gebildet haben, werden als **Alluvium** oder **rezente Bildungen** bezeichnet. Sie sind der Gegenstand früherer Betrachtungen gewesen, so die Produkte der Thätigkeit des Wassers und des Eises auf S. 190, 222, 243 u. f., des Vulkanismus auf S. 126 u. f., des Windes auf S. 257, des organischen Lebens auf S. 262 u. f. Zu ihnen gesellen sich die Spuren menschlicher Eingriffe in das Walten der Naturkräfte und mehren sich in

demselben Maße wie die geistigen und mechanischen Hilfsmittel ihrer Urheber. Denn war die Mannigfaltigkeit der organischen Natur, der Formenreichtum der Faunen und Floren eine notwendige Folge der Summierung von Resultaten aller früheren Einzelvorgänge, so gilt dasselbe von der Vielseitigkeit der geistigen Funktionen des Menschen. Unter dem Einflusse der sich allmählich häufenden Eindrücke, Erfahrungen, Errungenschaften und Erfindungen ward aus dem Geschlechte der Mammut-, Renntier- und Höhlenbärenzeit der Mensch, der sich die Erde unterthan macht.

REGISTER.

A.

B.

D.

E.

F.

G.

H.

I.

K.

L.

M.

N.

O.

P.

Qu.

R.

T.

U.

V.

W.

X.

Y.

Z.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.